



Aalto-yliopisto
Insinöörیتieteiden
korkeakoulu

Aleksi Peltola

Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintökoh- teen maanpinnan kohoamisnopeuden havaitseminen eri mene- telmillä

Diplomityö, joka on jätetty opinnäytteenä tarkastettavaksi dip-
lomi-insinöörin tutkintoa varten.

Helsinki 26.3.2019

Valvoja: Professori Martin Vermeer

Ohjaajat: Filosofian tohtori Maaria Nordman

Diplomi-insinööri Mirjam Bilker-Koivula

Tekijä Aleksi Peltola

Työn nimi Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintökohteen maanpinnan kohoamisnopeuden havaitseminen eri menetelmillä

Maisteriohjelma Geoinformatiikka

Koodi ENG22

Työn valvoja Prof. Martin Vermeer

Työn ohjaajat FT Maaria Nordman, DI Mirjam Bilker-Koivula

Päivämäärä 26.03.2019

Sivumäärä 4+59

Kieli suomi

Tiivistelmä

Korkearannikon ja Merenkurkun saariston yhteisen maailmanperintökohteen ainutlaatuisen luonnon on aiheuttanut nopea maanpinnan kohoaminen. Kohoamisnopeuden selvittämiseksi tässä työssä käytetään GNSS-, absoluuttigravimetri- ja mareografimenetelmien aikasarjoja sekä NKG2016LU-maannousumallia. GNSS:llä mitataan korkeudenmuutosta suhteessa ellipsoidiin, absoluuttigravimetrillä painovoiman muutosta ja mareografilla merenpinnan ja maanpinnan suhteellista korkeuseroa. Nämä kaikki menetelmät ovat yhteydessä maanpinnan nousuun.

Työssä hyödynnetään mittaustuloksia 16 eri asemalta, jotka ovat mahdollisimman lähellä maailmanperintökohteen aluetta. Maanpinta nousee tällä alueella, sijainnista riippuen, 8,6–9,5 millimetriä vuodessa geoidin suhteen. Lisäksi tässä työssä tarkastellaan, miten paljon maanpinta on noussut alueella suhteessa merenpinnan tasoon viimeisen 100 vuoden aikana sekä luodaan vastaava tulevaisuusennuste vuoteen 2100 asti.

Avainsanat Maannousu, GPS, absoluuttigravimetri, mareografi



Author Aleksi Peltola

Title of thesis The Land Uplift Rate at the World Heritage Site High Coast and Kvarken Archipelago Observed with Different Methods

Master programme Geoinformatics

Code ENG22

Thesis supervisor Prof. Martin Vermeer

Thesis advisor(s) Ph.D. Maaria Nordman, M.Sc. (Tech.) Mirjam Bilker-Koivula

Date 26.03.2019

Number of pages 4+59

Language Finnish

Abstract

The unique natural environment of the World Heritage Site High Coast and Kvarken Archipelago has been caused by a rapid land uplift. To determine the rate of land uplift, observations made by various methods are used: Time series of GNSS, absolute gravimetry and mareographs, and also the NKG2016LU land uplift model. GNSS measures the land uplift relative to the reference ellipsoid, absolute gravimetry measures the change of gravity and mareographs measure the relative height difference between sea level and the Earth's crust.

The measurement results of 16 different stations located as close as possible to the World Heritage Site, are used in this work. Depending on the location, the land uplift rate related to the geoid is between 8,6 and 9,5 millimeters per year in this area. Additionally, this work investigated how much the ground has risen related to the sea level during the last 100 years in the area and a future scenario is constructed till the end of the 21st century.

Keywords Land Uplift, GPS, Absolute Gravimetry, Mareograph

Alkusanat

Ensiksi haluan kiittää Maanmittauslaitoksen Paikkatietokeskusta mahdollisuudesta kirjoittaa diplomityöni tästä mielekkäästä ja kiinnostavasta aiheesta Lystra-projektiin liittyen. Suuret kiitokset ohjaajilleni Maaria Nordmanille ja Mirjam Bilker-Koivulalle, joilta sain aina neuvoja ja asiantuntemusta työhöni liittyen, kun niitä kaipasin. Kiitos myös valvojalleni Martin Vermeerille, jolta sain nopealla aikataululla hyviä näkökulmia diplomityöni kehittämiseen.

Etenkin diplomityön loppuvaiheissa tarvitsin tukea työni viimeistelyyn. Siitä suuri kiitos erityisesti perheelleni sekä kihlatulleni Nooralle, jotka mahdollistivat työni valmistumisen; kummityttöäni Elsiä unohtamatta. Kiitos mielekkäistä opiskeluajan aktiviteeteista erityisesti Retuperän WBK:lle ja Etelä-Pohjalaiselle Osakunnalle.

Helsinki, 26.3.2019

Aleksi Peltola

Sisällysluettelo

Tiivistelmä

Tiivistelmä (englanniksi)

Alkusanat

Sisällysluettelo

1	Johdanto	1
2	UNESCO:n maailmanperintökohde.....	4
3	Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintökohde.....	6
3.1	Korkearannikko	6
3.2	Merenkurkku.....	7
4	Itämeren maanpinnan nousu ja taustatekijöitä.....	10
4.1	Itämeren alueen maanpinnan nousun historia.....	10
4.2	Itämeren käytöksen taustatekijöitä.....	12
4.3	Tulevaisuuden muuttuvia tekijöitä.....	13
5	Aikasarjat	15
5.1	GNSS-aikasarjat.....	18
5.2	Absoluuttipainovoima-aikasarjat	21
5.3	Mareografien aikasarjat	28
5.3.1	Suomen mareografiaineistot.....	30
5.3.2	Ruotsin mareografiaineistot	34
5.3.3	Suomen ja Ruotsin mareografiasemien vertailu	36
6	Maannousumalli ja tulevaisuus	38
6.1	Maannousumalli ja merenpinnan eustaattinen nousu	38
6.2	Kaikkien aikasarjojen maannousulukujen vertailu	43
6.3	Tulevaisuusennusteet	46
7	Yhteenveto ja johtopäätökset	50
	Viitteet.....	53

Liitteet

Liite 1. Suomen mareografiasemien merenpinnan korkeuden muutostrendit

Liite 2. Ruotsin mareografiasemien merenpinnan korkeuden muutostrendit

1 Johdanto

Suomessa ja Ruotsissa on tapahtunut maanpinnan nousua viimeisimmän jääkauden jälkeen jo noin 18 000 vuoden ajan. Tämä johtuu viimeisimmän jääkauden aikana maankuoren päällä olleesta paksusta jääpeitteestä, joka painoi maanpintaa alaspäin. Ruotsin Korkearannikon ja Suomen Merenkurkun saariston alueella ei ole ollut pysyvää jääpeitettä noin 10 000 vuoteen, mutta maanpinnan kohoaminen on yhä jatkunut. (Berglund 2004, Poutanen & Steffen 2014.)

Tässä työssä tutkitaan maanpinnan nousua edellä mainitulla Korkearannikon ja Merenkurkun saariston alueella. Maanpinnan nousua on kuitenkin havaittu eri keinoilla ja menetelmillä historian aikana muissakin osissa Ruotsia ja Suomea. Ensimmäiset suuret seuraukset maanpinnan noususta ovat ilmenneet silmämääräisillä mittauksilla, kun ihmisille on muodostunut ongelmaksi rantakaupungin etääntyminen rannasta (Ekman 2009). Tämän jälkeen, 1700-luvulta alkaen on mitattu merenpinnan korkeuden muutosta, jonka mittaaminen on yksi keino maanpinnan nousun suuruuden selvittämiseksi. Nykyisin maanpinnan nousua mitataan jo useammalla menetelmällä, ja tässä työssä hyödynnetään GNSS-, absoluuttigravimetri- ja mareografihavaintojen avulla saatuja aikasarjoja. Lähtökohtana tälle työlle on halu selvittää, miten paljon maanpinta on kyseisillä alueilla noussut, kohoaa nykyään sekä tulee tulevaisuudessa nousemaan.

Maanpinnan noususta johtuvan ainutlaatuisen luonnon vuoksi Korkearannikon ja Merenkurkun saariston alue on nimetty maailmanlaajuisen järjestön UNESCO:n maailmanperintökohteeksi. (Poutanen & Steffen 2014). Tämän vuoksi tässä työssä kerrotaan luvussa 2, mitä maailmanperintökohteeksi nimeäminen tarkoittaa ja mitä kriteereitä ehdolla olevan paikan on täytettävä päästäkseen UNESCO:n maailmanperintöluetteloon. Maailmanperintökohteen käsitteen merkityksen lisäksi työssä käsitellään, millaisia siinä käsiteltävän maailmanperintökohteen alueet ovat esimerkiksi luonnonpiirteiltään ja sijainneiltaan. Luonnonperintökohteenä alueiden piirteitä tarkennettaessa keskitytään yksinomaan luontoon.

Alueen maannousun tarkastelussa on tässä hyödynnetty kolmen eri havaintomenetelmän aikasarjoja. Yksi menetelmistä on GNSS-paikanmääritys, jonka avulla havaitaan sijainnin, eli tässä tapauksessa korkeuden, muutos yhdessä pisteessä. GNSS-järjestelmistä tunnetuin on GPS ja tässä työssä käytetään vain GPS-järjestelmää. Termit GPS ja GNSS esitellään alaluvussa 5.1. Vaikka maanpinnan nousu on sijainnin muutosta, niin GNSS-paikanmääritys ei ainoana menetelmänä kuitenkaan riitä, sillä tutkittava jääkauden jälkeinen maanpinnan nousu ei ole ainoa asia, joka vaikuttaa paikannuksessa näkyvään sijainnin muutokseen (Kierulf ym. 2014). Toisena menetelmänä käytetään absoluuttigravimetri- eli absoluuttipainovoimamittausta, jolla mitataan painovoima-asemalla tapahtuvaa painovoiman muutosta (Nordman ym. 2014). Painovoima- ja GNSS-tulosten suhdelukua tarkastelemalla havaitaan, miten suuri osa painovoiman muutoksesta johtuu maanpinnan kohoamisesta eli pisteen etääntymisestä maapallon keskipisteestä. Kolmantena menetelmänä käytetään mareografihavaintoja, joilla saadaan selville merenpinnan havaitun korkeuden muutos tietyssä pisteessä. Merenpinnan korkeutta mittaamalla nähdään, mikä on merenpinnan korkeus suhteessa maanpintaan. Täten käänteisesti siitä nähdään samalla myös maanpinnan korkeuden suhde merenpintaan. Merenpinnan korkeutta muuttaa maanpinnan nousun lisäksi, tosin päinvastaiseen suuntaan, myös merenpinnan eustaattinen nousu. Tästä syystä tätäkin asiaa on tarkasteltava, jotta voidaan arvioida maanpinnan havaittavan nousun suuruus tulevaisuu-

nessa. (Johansson ym. 2003). Tulevaisuudessa tapahtuvan maanpinnan kohoamisen tarkempi ennustaminen vaatii useamman tekijän tarkastelua. Tässä työssä kuitenkin rajoittaudutaan arviota tehdessä vertaamaan kirjallisuudesta löytyvää merenpinnan eustaattisen nousunopeuden ennustetta maanpinnan kohoamisnopeuteen. Eustaattista nousua käsitellään erityisesti alaluvuissa 4.2 ja 6.1.

Edellä mainittujen menetelmien aikasarjoista lasketuista maannousuluvuista saadaan varmempia, kun niitä verrataan toisiinsa sekä Vestølin ym. (2019) tuottaman NKG2016LU-maannousumallin antamiin maannousulukuihin. Vertailu antaa lisävarmuutta arvioon sekä laskelmiin siitä, miten suuri osa eri mittausmenetelmillä havaituista muutoksista johtuu jääkauden jälkeisestä maanpinnan kohoamisesta.

Työn lähtökohtina ovat seuraavat kolme tutkimuskysymystä:

1. Miten maanpinnan nousu havaitaan erilaisilla menetelmillä?
2. Millä nopeudella Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintökohteen alueella maanpinta kohoaa geoidin suhteen?
3. Miten paljon havaittavaa maannousua on tapahtunut viimeisimmän 100 vuoden aikana ja tulee tapahtumaan vuoteen 2100 mennessä?

Ensimmäinen tutkimuskysymys liittyy siihen, mitä kolmen mainitun mittausmenetelmän avulla hankituista aikasarjoista havaitut muutokset ja trendit viestivät maanpinnan noususta. Kaikki kolme menetelmää ovat yhteydessä maanpinnan nousuun, sillä GNSS-menetelmä havainnoi sijainnin muutosta mm. pystysuuntaisesti, absoluuttigravimetri painovoiman muutosta, joka riippuu muun muassa etäisyydestä Maan keskipisteeseen, sekä mareografi merenpinnan ja maanpinnan välisen korkeuseron muutosta, johon vaikuttaa mm. maanpinnan kohoaminen.

Toinen tutkimuskysymys käsittelee tämän työn alueen maanpinnan kohoamisnopeutta. Ensimmäisen tutkimuskysymyksen vastaukset ovat avaintekijöitä kohoamisnopeuden selvittämiseksi. Työssä käytetään yhteensä 16 eri asemaa, joista osaa voidaan käyttää useampaan kuin yhteen menetelmistö. Suurin osa asemista ei sijaitse maailmanperintöalueella, mutta asemat on valittu mahdollisimman läheltä tätä. Maanpinnan nousua laskettaessa hyödynnetään myös maannousumallia, jonka avulla saadaan ratkaistua esimerkiksi merenpinnan eustaattisen nousun suuruus.

Koska maanpinnan suhteellinen kohoaminen, eli sen kohoaminen merenpinnan korkeuden suhteen, on ihmissilmin helpoimmin nähtävä maannousun muoto, tutkitaan kolmannessa tutkimuskysymyksessä sen suuruutta. Maanpinnan suhteellista kohoamista sanotaan myös havaittavaksi maannousuksi. Tämän tutkimuskysymyksen selvittämisessä hyödynnetään erityisesti toisen tutkimuskysymyksen vastauksia. Havaittavan maannousun suuruusarvio senttimetreinä tullaan selvittämään menneelle 100 vuodelle välillä 1918–2017 sekä meneillään olevalle vuosisadalle 2000–99. Tällöin voidaan verrata maannousun suuruutta sekä varautua tulevaisuuteen.

Johdannon jälkeisessä toisessa luvussa aloitetaan maailmanperintökohteen käsitteen esittelyllä. Tähän liittyen tarkastellaan prosessia matkalla kohti maailmanperintökohteeksi nimitystä. Kolmannessa luvussa keskitytään tämän työn maailmanperintökohteeseen käsitellen erikseen Korkearannikon sekä Merenkurkun alueita. Neljäs luku käsittelee ilmiötä nimeltä maannousu ja miten ihmisten tietoisuus siitä on kehittynyt. Lisäksi tarkastellaan Itämeren

käytöstä liittyen Korkearannikon ja Merenkurkun maailmanperintökohteen maannousuun, sillä yksi tärkeimmistä maanpinnan kohoamiseen verrattavista tasoista on merenpinta.

Viidennessä luvussa käsitellään edellä mainittujen kolmen eri menetelmän aikasarjojen havaintojen aikasarjoja. Kuudennessa luvussa tutkitaan uusimman maannousumallin antamia maannousulukuja. Lisäksi maannousulukuja vertaillaan viidennessä luvussa käsiteltyjen kolmen havaintomenetelmän maannousulukujen kanssa ja kootaan yhdistetyt maannousuluvut kullekin sijainnille. Yhdistettyjen maannousulukujen laskemisen jälkeen luodaan skenaariot tulevaisuuden havaittavan maannousun etenemisestä. Tähän liittyen tutkitaan merenpinnan eustaattisen nousun suuruuksia, jotta maanpinnan kohoamisnopeus voidaan arvioida suhteessa merenpintaan. Lopuksi kootaan kappaleiden asiat yhteen ja pohditaan tuloksiin vaikuttaneita asioita.

2 UNESCO:n maailmanperintökohde

UNESCO (*engl. the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*) syntyi Lontoossa marraskuussa vuonna 1945. Toinen maailmansota oli juuri loppunut, kun tällöin järjestetyn YK:n (*Yhdistyneet Kansakunnat*) konferenssin päätteeksi 37 eri valtiota perusti UNESCO:n. Konferenssissa haluttiin luoda järjestö, joka on aidon rauhankulttuurin ruumiillistuma ja jonka avulla voitaisiin välttää tulevat sodat. UNESCO:n peruskirja astui voimaan seuraavan vuoden marraskuussa, kun 20 valtiota oli allekirjoittanut sen. (UNESCO 2018.) Vuonna 1972 UNESCO laati kansainvälisen sopimuksen, joka yhdisti luonnonsuojelun ja kulttuurikohteiden suojelun (Hietikko-Hautala 2010). Tällä maailmanperintösopimuksella haluttiin turvata maailman kulttuuri- ja luontoperintöjen säilyminen tulevia sukupolvia varten (Museovirasto 2018). Myös Hietikko-Hautala (2010) mainitsee, että maailmanperintön tarkoituksena on huomioida ainutlaatuisia kulttuuri- ja luontokohteita, mikäli näiden ”säilyttämisellä katsotaan olevan poikkeuksellinen arvo koko ihmiskunnalle”. UNESCO:n (2018e) tilastojen mukaan Ruotsi ratifioi maailmanperintösopimuksen vuonna 1985, Suomi vuonna 1987, ja vuoden 2017 tammikuun loppuun mennessä yhteensä 193 valtiota oli ratifioinut sen.

Maailmanperintökomiteaan kuuluu kerrallaan 21 jäsenmaata. Komitea muun muassa päättää asiantuntijajärjestöjen avustuksella nimettävät maailmanperintökohteet ja seuraa jo nimettyjen kohteiden tilaa. Jotta kohde voisi tulevaisuudessa päätyä maailmanperintökohteeksi, täytyy kyseisen valtion nimetä se ensin valtion omaan aieluetteluun. Korkearannikon tapauksessa nimitysprosessi oli nopeampi kuin Merenkurkun saariston, sillä kokonaisuudessaan se kesti vain noin kaksi vuotta. Merenkurkun nimitystä osaksi yhteistä maailmanperintökohdetta täytyi odottaa yhteensä kahdeksan vuotta. Molemmissa tapauksissa ilmeni myös ajoittaisia maailmanperintökohteeksi hakemiseen liittyviä ongelmia alueen kuntien sekä nimitysprosessia johtavien tahojen välillä. (Svels & Sande 2016.)

Maailmanperintökohteeksi nimeäminen on monivaiheinen ja monesti myös suhteellisen pitkä prosessi, mutta olennaisin asia kuitenkin edes sen hakemisen käynnistämiseksi on, että kohteen pitää täyttää vähintään yksi seuraavista ehdoista. UNESCO (2018d) on laatinut ehdot ja Museovirasto (2018) sekä tämän työn tekijä ovat kääntäneet ne suomen kielelle: kohde

1. on ”inhimillisen luovuuden mestariteos”
2. osoittaa ”aikojen saatossa tapahtuneiden arvojen muuttumista esimerkiksi arkkitehtuurin, teknologian, monumentaalitaiteen, kaupunki- tai maisemasuunnittelun suhteen”
3. on ”poikkeuksellisen merkittävä todiste olemassa olevasta tai jo hävinneestä kulttuurista”
4. on ”merkittävää historiallista aikakautta edustava rakennustyyppi, arkkitehtoninen tai teknologinen kokonaisuus tai maisema”
5. ”kuvastaa tietyn kulttuurin perinteistä asutusta, maankäyttöä tai meren käyttöä tai ihmisen vuorovaikutusta ympäristön kanssa” erityisesti, kun ympäristö on joutunut uhanalaiseksi peruuttamattoman muutoksen johdosta
6. ”liittyy suoraan tai aistittavasti tapahtumiin, eläviin perinteisiin, aatteisiin, uskontoihin ja uskomuksiin tai taiteellisiin ja kirjallisiin teoksiin (komitea suosittelee tätä kriteeriä käytettäväksi muiden kriteerien yhteydessä)”
7. ”edustaa poikkeuksellisen kaunista maisemaa”
8. ”kertoo maapallon historian tärkeästä kehitysvaiheesta”

9. ”on esimerkki käynnissä olevasta ekologisesta tai biologisesta muutoksesta”
10. ”on uhanalaisen eläinlajin tyyssija”.

Maailmanperintökohteet luokitellaan kolmeen kategoriaan: kulttuurikohteita sisältävät, luontokohteita sisältävät sekä molempia edellä mainittuja sisältävät (Museovirasto 2018). Maailmanperintökohde voi koostua myös useamman valtion alueesta. Tästä erinomaisena esimerkkinä toimii tässä työssä käsiteltävä Korkearannikon ja Merenkurkun saariston alueista koostuva Ruotsin ja Suomen yhteinen luonnonperintökohde. Tammikuussa vuonna 2019 maailmassa on 1092 maailmanperintökohdetta, joista 845 on kulttuuriperintökohteita, 209 luonnonperintökohteita ja 38 kohteita, jotka ovat yhdistettyjä kulttuuri- ja luonnonperintökohteita. Nykyisin 193:sta maailmanperintösopimuksen ratifioineesta valtiosta 167 omistaa vähintään yhden jonkin kategorian maailmanperintökohteen. Ensimmäiset kohteet valittiin vuonna 1978. Ruotsissa on 13 kulttuuriperintökohdetta, yksi luonnonperintökohde ja yksi sekakohde. Suomessa puolestaan on kuusi kulttuuriperintökohdetta ja yksi luonnonperintökohde. (UNESCO 2018a, UNESCO 2018b, UNESCO 2018c.)

Valtioiden täytyy raportoida kerran kuudessa vuodessa maailmanperintökeskukselle, miten maailmanperintökohteen suojelua on noudatettu. Mikäli jokin valtio ei pidä riittävän hyvää huolta maailmanperintökohteestaan, siirretään se vaarantuneiden kohteiden listalle ja tarvittaessa lopulta maailmanperintötunnus voidaan ottaa kohteelta pois. (Museovirasto 2018.) Tunnuksen poisottaminen on toistaiseksi tapahtunut vain kahdesti. Omanin valkobeisan suojelualue poistettiin listalta vuonna 2007 lisääntyneen salametsästyksen ja huonontuneen elinympäristön vuoksi, sillä maailmanperintökomitean mukaan siellä oli lisätty antilooppien salametsästystä sekä huononnettu näiden elinympäristöä. Samoin tehtiin Dresdenin Elbejoen laaksolle vuonna 2009, kun komitea katsoi sinne tehtyjen rakennelmien vievän alueelta sen erityisen suuren yleismaailmallisen arvon, jonka vuoksi kohde oli nimetty maailmanperintökohteeksi. (Svenska Unescorådet 2018.)

Yhteenvedona voi todeta, että maailman- ja luonnonperintökohteeksi nimeäminen on jäykkä prosessi. Yksi syy tähän on se, että prosessi liittyy vahvasti politikointiin ja tieteeseen. Lisäksi luonnonperintökohteen maisemien voi nähdä muodostuvan viestintäprosessien symboleiksi. (Svels & Sande 2016.) Olwig (2007) huomauttaa kuitenkin, että maiseman suunnittelusta ja kehityksestä eivät vastaa ensisijaisesti asiantuntijat, vaan ihmiset, joiden päivittäiset toimenpiteet muokkaavat maisemaa. Tämä pätee myös sekä Korkearannikon että Merenkurkun saariston alueisiin: maailmanperintökohteeksi nimeäminen oli asiantuntijoiden ja poliitikkojen suuren lobbauksen tulos, mutta alueiden ihmiset ovat tärkein taho, jotka voivat vaikuttaa luonnon kannalta alueiden nykyisiin ja tuleviin tilanteisiin niin hyvässä kuin pahassakin. (Olwig 2007.)

3 Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintökohde

Korkearannikon ja Merenkurkun yhteinen maailmanperintökohde on mielenkiintoinen niin geodesian, historian, asutuksen kuin turisminkin kannalta. Tähän yksi merkittävimpiä syitä on alueella tapahtuva maanpinnan nousu, joka on merkittävin geodynaaminen prosessi Fennoskandian alueella. Maanpinnan nousun seurauksena Korkearannikolla ja Merenkurkun saaristossa tulee joka vuosi uutta maata näkyviin. Kuten alaluvussa 4.1 tullaan kertomaan tarkemmin, maanpinnan nousua on havaittu Pohjanlahden alueella jo useita satoja vuosia. Merenkurkun alueella rannikon tasaisuudesta johtuen maanpinnan nousun voi kuitenkin huomata jopa yhden sukupolven aikana, sillä rantaviivan siirtymisen voi havaita selvästi tässä ajassa. Korkearannikon alueella maastonmuodot ovat jyrkempiä kuin Merenkurkun saaristossa, joten rantaviiva ei siirry niin nopeasti. (Ekman 2009, Poutanen & Steffen 2014.) Tämä on syy siihen, miksi maailmanperintökohteen maisemat muokkautuvat eri nopeudella eri puolilla Pohjanlahtea.

3.1 Korkearannikko

Korkearannikko hyväksyttiin UNESCO:n luonnonperintökohteeksi vuonna 2000 (Hietikko-Hautala 2010). Se täytti kriteerin numero 8: ”Kertoo maapallon historian tärkeästä kehitysvaiheesta” (UNESCO 2018f, Museovirasto 2018). Korkearannikko sijaitsee Ruotsissa, Pohjanlahden rannikolla, Länsi-Norrlannin läänissä (Metsähallitus 2018). Alue on rajattu kuvan 1 kartassa Ruotsin (ruots. *Sverige*) puolella valkoisella. Alue sijaitsee Örnsköldsvikin ja Härnösandin välissä. Se on leveimmillään noin 30 km ja pisimmillään noin 66 km. Korkearannikon pinta-ala on vuoden 2011 tietojen mukaan noin 1425 neliökilometriä, josta 44 prosenttia eli noin 630 km² on maa-aluetta (Metsähallitus 2011).



Kuva 1 Korkearannikon ja Merenkurkun yhteinen maailmanperintökohde (Länsstyrelsen i Västernorrlands län 2018). Ruotsin (ruots. *Sverige*) puoleinen rajattu alue on Korkearannikko (ruots. *Höga kusten*) ja Suomen (ruots. *Finland*) puoleiset rajatut alueet muodostavat Merenkurkun saariston (ruots. *Kvarkens Skärgård*) osa-alueen maailmanperintökohteesta.

Viimeisimmän jääkauden aikana, noin 20 000 vuotta sitten, Korkearannikon päällä oli enimmillään kolmen kilometrin paksuinen jääkerros. Se painoi alueella maankuorta alaspäin kokonaisuudessaan, lähteestä riippuen, vähintään 500 metriä mutta toisten tietojen mukaan jopa 800–1000 metriä (Peltier 1994, Claudino-Sales 2019, Länsstyrelsen i Västernorrlands län 2018). Korkearannikon alueella on mitattu maailman suurin jääkauden päättymisen jälkeinen maanpinnan kohoaminen, kun Skuleberget-kalottivuoren huipun on mitattu nousseen 286 metriä. Skulebergetin huippu on nykyisin noin 294 metrin korkeudella merenpinnasta, joten jääkauden loputtua muinainen rantaviiva kulki erittäin lähellä Skulebergetin korkeinta kohtaa. (Höga kusten 2018.)

Kalottivuoret, kuten Skuleberget, ovat yksi Korkearannikon tyypillisimmistä maastonpiirteistä. Kalottivuorien huiput koostuvat moreenista. Meri ja aallot eivät ole vaikuttaneet niihin, sillä kuten edellisessä kappaleessa todettiin Skulebergetistä, vuorten huiput ovat sijainneet muinaisten rantaviivojen yläpuolella. Tästä johtuen nykypäivänä kalottivuoren huipulla kasvillisuus on rehevää ja metsäisää, mutta vuoren kyljet ovat puolestaan karut ja paljaat. Ylimmän rantaviivan voikin erottaa moreenikalotin ja paljaan vuoren välisestä terävästä rajasta. (Botnia-Atlantica 2018a.)

Muita tyypillisiä piirteitä Korkearannikon luonnossa ovat esimerkiksi muinaisrannat ja kalliourteet (Höga kusten 2018). **Muinaisranta**, jota sanotaan myös pirunpelloksi, on kivikko, joka on syntynyt jääkaudella, kun jää ja aallot ovat työntäneet kiviä entisaikaisen meren rannalle (Hietikko-Hautala 2010). Viimeisenä mainittu **kalliourteet** ovat jäätikön kallioon luomia urteita, joista näkee, mihin suuntaan jää on liikkunut (Auri 2009).

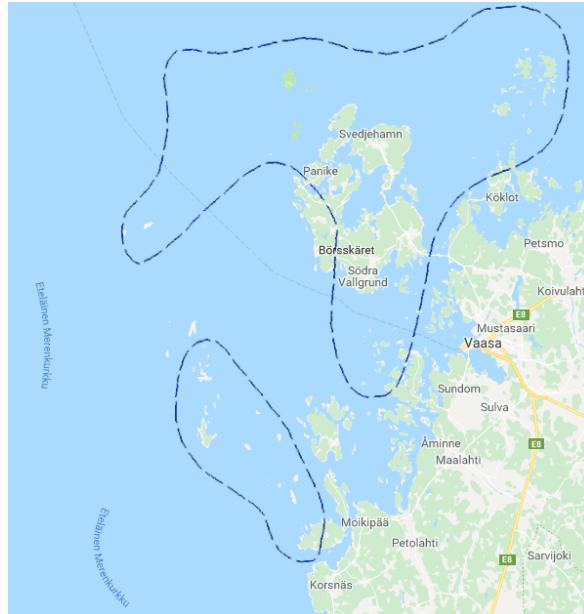
3.2 Merenkurkku

Merenkurkun saaristo nimettiin luonnonperintökohteeksi noin kuusi vuotta Korkearannikon aluetta myöhemmin eli vuonna 2006 (Hietikko-Hautala 2010). Se täydensi Korkearannikon maailmanperintökohdetta, jolloin maailmanperintökohteen viralliseksi nimeksi tuli Korkean Rannikon / Merenkurkun saariston maailmanperintökohde (Metsähallitus 2018a). Korkearannikon tavoin myös Merenkurkun saaristo toteutti kriteerin numero 8: ”Kertoo maapallon historian tärkeästä kehitysvaiheesta” (UNESCO 2018f, Museovirasto 2018).

Luonnonperintökohteen Merenkurkun saariston alue sijaitsee Suomessa, Pohjanmaan maakunnassa. Se on osa Pohjanlahtea, joka puolestaan kuuluu Itämereen. Merenkurkku on kaupun alue Pohjanlahdella, ja se erottaa pohjoisessa sijaitsevan Perämeren ja etelässä olevan Selkämeren toisistaan (Kotilainen ym. 2011). Luonnonperintökohteen Merenkurkun saariston puoli koostuu kahdesta eri osasta (ks. kuva 2). Merenkurkun saariston pinta-ala on vuoden 2011 tietojen mukaan noin 1944 neliökilometriä, josta 15 prosenttia eli noin 290 km² on maa-alue (Metsähallitus 2011, Wargén ym. 2014). Merenkurkun saariston maa-alue lisääntyy noin 100 hehtaaria eli yhden neliökilometrin joka vuosi (Breilin ym. 2004).

Viimeisimmän jääkauden aikana ja välittömästi sen jälkeen meri oli Korkearannikon tavoin myös Merenkurkussa syvä. Tällöin meren syvyys Merenkurkun pohjoisosissa oli enimmillään noin 250–280 metriä. Jääkauden päättymisen jälkeen alue on muuttunut merkittävästi maanpinnan nousun myötä, sillä nykyisin Merenkurkun saariston alueella meren syvyys on enimmillään vain 25 metriä. (Breilin ym. 2004.) Merenpohjan mittaamista helpommin

maanpinnan nousun voi jokapäiväisessä elämässä havaita rannikon edustalla sijaitsevilla erikokoisilla saarilla ja saarekkeilla, joiden koko kasvaa jatkuvasti. Merenkurkun maailmanperintökohteen saaristoon kuuluukin lähteestä ja tulkinnasta riippuen 5600–7000 isompaa ja pienempää saarta (Wargén ym. 2014, Kotilainen ym. 2011).



Kuva 2 Merenkurkun maailmanperintökohde kartalla (Metsähallitus 2018b, Google 2018). Merenkurkun maailmanperintöalue koostuu kahdesta eri osasta.



Kuva 3 Merenkurkun alue Saltkaretin näköalatornista kuvattuna (Aleksi Peltola 2018). Alueelle tyypillisiä piirteitä ovat meren alta työntyvät karit, jotka muuttuvat ajan myötä luodoiksi ja saariksi. Ne johtuvat maanpinnan noususta yhdistettynä tasaiseen maaperään ja merenpohjaan.

Merenkurkun saariston alueen maisemallisesti erityislaatuisia luonnonpiirteitä ovat Hietikko-Hautalan (2010) mukaan De Geer -moreenit, joita sanotaan myös pyykkilautamorenienikentiksi. Ne ovat pitkiä moreenimuodostumia, jotka mannerjää loi entisaikaisen Itämeren pohjalle. Pyykkilautamoreniksi kutsuminen johtuu muodostelman vanhan ajan pyykkilautaa muistuttavasta muodosta. Muita alueen erikoisuuksia ovat muun muassa fladat, kluuvijärvet, muinaisrannat, primaarimetsät sekä moreenimuodostumat. Seuraavassa käydään läpi näitä erikoisuuksia.

Flada on maannousun myötä merestä irtaantunut merenlahti, jolla on yhteys mereen enää pienen uoman kautta ja jonka vesi on jo alkanut muuttua makeammaksi. **Kluuvijärvi** on kuin flada, mutta sillä ei ole enää säännöllistä yhteyttä mereen, sillä tällöin lahti on jo lähes kuroutunut järveksi. Täten se saa merivettä vain korkean veden ja myrskyjen aikaan. Kun meriyhteys katoaa täysin, syntyy sisäjärvi. Merenlahtia kuroutuu umpeen myös Korkearannikolla, mutta Merenkurkkua hitaammin, sillä syntyvät järvet ovat alueen jyrkistä rannoista johtuen useimmiten aluksi syvempiä. (Botnia-Atlantica 2018b, Metsähallitus 2011, Hietikko-Hautala 2010). **Muinaisrannan** tuntomerkit on kuvattu Korkearannikon yhteydessä alaluvussa 3.1. **Primaarimetsä** eli ensimmäisen sukupolven metsä on muodostunut, kun maankohoamisen myötä uutta maata on ilmestynyt ja puut ovat alkaneet kasvaa siinä. Nimi tulee siitä, että kyseisellä paikalla ei ole viimeisimmän jääkauden jälkeen aiemmin kasvanut metsää. (Botnia-Atlantica 2018c, Hietikko-Hautala 2010.) Hietikko-Hautala (2010) määrittelee puolestaan **moreenin** seuraavasti: ”Sekalajitteinen maalaji, joka on syntynyt jäätikköjen kuljettamista, kasaamista ja kerrostamista aineksista.” Aiemmin mainitut De Geer -moreenientät ovat kaikkein selvimmin havaittavissa Mustasaaren kuntaan kuuluvassa Björköbyn kylässä Svedjehamnin rannan edustalla (Wargén ym. 2014).

Merenkurkun alueella voi myös havaita kasvillisuusvyöhykkeen lajiston vähittäistä muuttumista. Tätä ilmiötä sanotaan **suksessioksi**. Tästä käytetään Merenkurkun alueen tapauksessa myös termiä primaarisuksessio, sillä kasvit asettuvat täysin uuteen paikkaan maankohoamisen jälkeen. (Hietikko-Hautala 2010.) Merenkurkun saariston voi jaotella sisä-, keski- ja ulkosaaristoon, mutta ne eivät noudata rannikkolinjojen mukaista luontojaottelua. Tämä ilmenee siten, että luonto voi olla samankaltainen ulko- ja sisäsaaristoissa. Toisaalta puolestaan lähemmäkin olevat saaret voivat olla hyvinkin erilaisia keskenään johtuen niiden erilaisista rantavyöhykkeistä. (Hietikko-Hautala 2010.)

Kuvassa 3 on esimerkinomaista luontoa Merenkurkun maailmanperintökohteesta Saltkaretin näköalatornista kuvattuna. Se on otettu Svedjehamnin kylän alueelta, ja siinä on kuvattu erittäin tyypillistä Merenkurkun maisemaa: joka puolella on joko merta tai äärimmäisen tasaista maaperää, minkä myötä merestä pilkistää – aluksi pieniä ja vuosien myötä kasvavia – maasuikaleita. Tämä tarkoittaa myös sitä, että mikäli kyseisessä Saltkaretin näköalatornissa ottaisi 50 vuoden kuluttua samasta kohteesta valokuvan, maisemassa näkyy merta sekä erikokoisia maa-alueita myös silloin, mutta veden alta on noussut lukemattomia uusia alueita ja vanhat, jo tässä kuvassa näkyvät, maa-alueet ovat havaittavasti suurentuneet.

4 Itämeren maanpinnan nousu ja taustatekijöitä

Itämeren ja täten myös Pohjanlahden alueen vesistön käytös ei ole aina ollut ihmiskunnalle selvää. Erityisen kiistelty aihe on ollut Merenkurkun ja Korkearannikon alueelle tyypillinen maanpinnan nousu. Tästä johtuen ennen luvussa 5 tehtävää aikasarjojen käsittelyä taustoitetaan maanpinnan nousun ilmiötä kertomalla sitä käsittelevien tutkimusten ja tutkijoiden vaiheista. Lisäksi käydään läpi muita Itämeren alueen maanpinnan nousun ja siitä saatuihin mittaustuloksiin vaikuttavia tekijöitä.

4.1 Itämeren alueen maanpinnan nousun historia

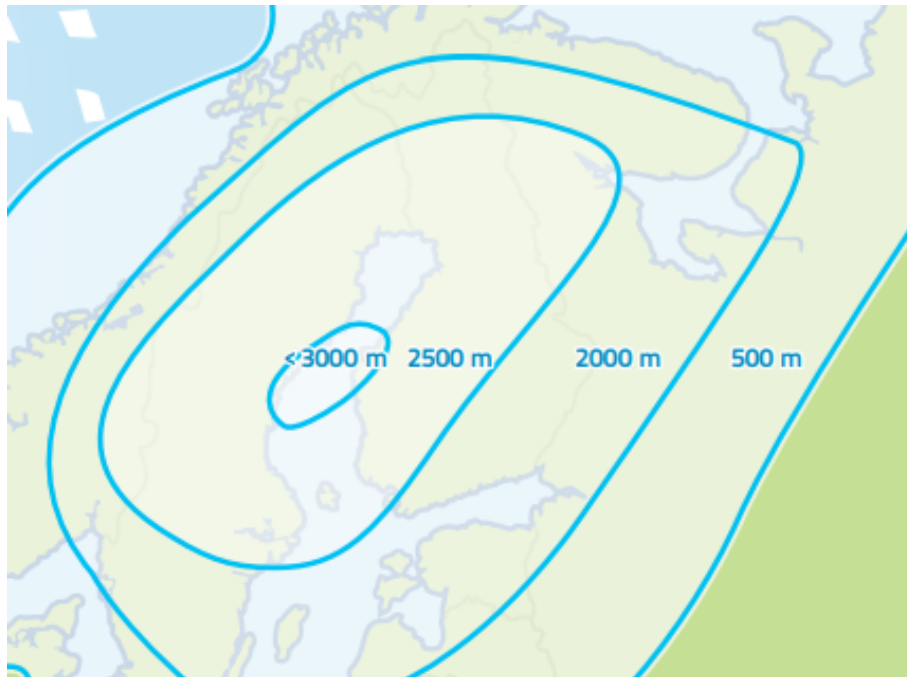
Maanpinnan nousua on tutkittu jo satoja vuosia Itämerellä, tosin pitkään sitä tehtiin vain mittaamalla merenpinnan nousua ja laskua. Ensimmäiset mittausmerkinnät on tehty vuonna 1703 Pietarissa, Venäjällä. Myös Ruotsin Lövgrundissa ja Härnösandissa tehtiin merenpinnan korkeusmittauksia 1730- ja 1740-luvuilla. Ensimmäiset jatkuvat ja tähän päivään asti säilyneet aikasarjat on kuitenkin saatu Tukholmassa vuodesta 1774 lähtien. Siirryttäessä 1800-luvulle mittauksia tehtiin muun muassa majakoista käsin. 1800-luvun mittaukset ovat säilyneet hyvin, mutta vain harvat mittaustulokset ovat luotettavia. Noin 1890-luvulle asti mittaukset tehtiin niin sanotuilla merenpinta-asteikoilla. Merenpinta-asteikoilla luetaan yksittäisiä havaintoja määrätyn väliajoin. Tämän jälkeen siirryttiin käyttämään vähitellen mareografeja, jotka tuottavat itse jatkuvaa dataa. Mareografimenetelmään siirtymisen myötä saatiin luotettavaa dataa, joka myös säilyi turvallisesti. (Ekman 2009, Leppäranta & Myrberg 2009.) Mareografi laitteena, kuten myös tätä uudemmat maannousun tutkimiseen käytetyt menetelmät, on esitelty alaluvussa 5.3.

Historiassa on vallinnut erilaisia mielipiteitä ja käsityksiä siitä, onko merenpinnan ja maanpinnan keskinäisen korkeuden jatkuvassa muutoksessa kyse maanpinnan noususta vai merenpinnan laskusta. Ilmiö oli ja on edelleen kiinnostava, sillä asia oli merkityksellinen ja konkreettinen ihmisille. Esimerkiksi Perämeren luoteisnurkan Luulajan kaupunki päätti siirtää kuningatar Kristiinan suostumuksella sijaintiaan 1600-luvulla lähemmäs rantaa, sillä 1300-luvulta lähtien maanpinta oli noussut lähes kolme metriä, eikä kaupunki enää sijainnut merenrannalla. (Ekman 2009.)

Ilmiötä tutkivat monet eri tiedemiehet, ja sen taustoista oli heidän keskuudessaan eri käsityksiä. Esimerkiksi Anders Celsius, Carl von Linné ja Paolo Frisi olivat sitä mieltä, että Itämeren merenpinta laskee. Toisaalta muun muassa Ephraim Runeberg ja John Playfair puolestaan väittivät alueen maanpinnan nousevan. Lopulta Charles Lyellin tutkimukset 1830-luvulla toivat merkittävän vahvistuksen teoriaan, jonka mukaan maanpinta todellakin nousee eikä merenpinta laske. Hän nimittäin havaitsi Lövgrundissa Pohjanlahdella, että maanpinta oli noussut selkeästi viimeisen vuosisadan aikana. Matkustaessaan puolestaan eteläiseen Ruotsiin hän näki, että maanpinta on pysynyt paikallaan. (Ekman 2009.)

Tämän perusteella alkoi näyttää siltä, että maanpinnan nousun määrä riippuu leveyspiiristä. Tämä kuitenkin osoittautui lopulta suuressa määrin vääräksi päätelmäksi, kun norjalainen Baltazar Mathias Keilhau tutki samaa ilmiötä Norjan puolella vuonna 1839. Hän nimittäin havaitsi, että Norjan itäosassa maanpinta oli noussut kohtuullisen määrän, mutta länsiosassa ja Ruotsin etelärannikolla ei käytännössä lainkaan. Myöhemmissä tutkimuksissa tämä tieto onnistuttiin yhdistämään aiempiin tietoihin teorian laajentamiseksi ja havaittiinkin, että

maanpinta nousee vähiten etelässä ja lännessä, eli eteläisen Itämeren alueella, sekä eniten Pohjanlahden pohjoisosissa. (Ekman 2009).



Kuva 4 Jäätikön levinneisyys ja paksuus Fennoskandian alueella noin 20 000 vuotta ennen ajanlaskun alkua, kun se oli levittäytynyt laajimmalle ja oli paksuinta (Botnia-Atlantica 2018). Käyrät näyttävät, miten paksua jää on ollut eri alueilla. Jäätikkö on ollut paksuinta Korkearannikon ja Merenkurkun saariston alueilla ja se on ulottunut muun muassa kauas Venäjän puolelle ja kartan ulkopuolella Keski-Eurooppaan sekä Isoon-Britanniaan asti.

1800-luvun lopulla eli muutaman vuosikymmenen kuluttua Lyellin ja Keilhaun havainnoista Gerard De Geer päätteli maannousukartan tehtyään, että alue, jolla maanpinta nousee, sijoittuu samaan paikkaan kuin viimeisimmän jääkauden aikaisen jäätikön alue. Lisäksi hän havaitsi, että suurin maanpinnan nousu on tapahtunut alueilla, joilla oli jääkaudella paksuin jäätikkö. (Ekman 2009.) Kuvassa 4 näytetään viimeisimmän jääkauden aikainen jäätikön levinneisyys ja paksuus Pohjois-Euroopassa noin 22 000 vuotta sitten, eli noin 20 000 vuotta ennen ajanlaskun alkua. Jäätikkö oli paksuimmillaan ja levittäytynyt laajimmalle alueelle juurikin noin 20 000–22 000 vuotta sitten (Botnia-Atlantica 2018, Steffen & Wu 2011, Poutanen & Steffen 2014). Kuvasta nähdään, että jääalue kulkee käsi kädessä edellisessä kappaleessa mainitun maannousun jakauman kanssa. Suurin jäätikkö on ollut Merenkurkun ja Korkearannikon alueella, jossa maanpinta on De Geerin päätelmien ja nykyisen yleisen tiedon mukaan noussut eniten. Jäätikkö on ohentunut mentäessä kyseiseltä alueelta pois päin, minkä myötä maanpinnan nousu on ollut sitä vähäisempää, mitä ohuempi jäätikkö kullakin alueella on ollut (Ekman 2009). Maanpinnan kohoamisnopeus ei siis riipu leveyspiiristä. Tarkemmin uudempiä maannousuun liittyviä lukuja tutkitaan luvussa 5.

4.2 Itämeren käytöksen taustatekijöitä

Itämeri on siitä poikkeuksellinen meri, että siellä ei ole käytännössä lainkaan vuorovesiä. Tähän suurin syy on se, että Tanskan salmet sekä Tanskan ja Ruotsin välissä sijaitseva Kattegatin merialue ovat liian matalia ja kapeita, jotta Pohjanmeren ja Itämeren välissä olevan Skagerrakin salmen vähäiset vuorovedet pääsisivät niiden läpi Itämerelle. (Leppäranta & Myrberg 2009.) Suomen rannikolla, kuten esimerkiksi tässä työssä käsiteltävässä Merenkurkussa, vuorovesi vaikuttaa vain muutaman senttimetrin verran merenpinnan korkeuteen (Ilmatieteen laitos 2018). Korkearannikon ympärillä vuorovesi on myös samaa luokkaa (Witting 1911). Vuorovettä ei tästä syystä oteta huomioon tässä työssä, mutta seuraavaksi käsitellään, mitä muita mereen liittyviä asioita maanpinnan nousua tutkittaessa täytyy huomioida.

Maanpinnan nousun tutkimiseen on käytetty, ja tässäkin työssä tullaan käyttämään, merenpinnan korkeuden tarkastelua yhtenä tärkeänä menetelmänä. Täysin suoraan merenpinnan korkeusvaihtelusta ei kuitenkaan voi havaita maanpinnan nousun suuruutta. Merenpinnan korkeuteen nimittäin vaikuttaa jääkauden jälkeisen maannousun lisäksi myös erityisesti merenpinnan korkeuden eustaattinen nousu. Merenpinnan korkeuden eustaattinen nousu johtuu pääasiassa kahdesta ilmiöstä, joista kumpikaan ei ole lähtöisin Itämerestä mutta jotka kuitenkin vaikuttavat siihen (Johansson ym. 2014). Ensinnäkin, ilmakehässä lisääntyneen hiili-dioksidin seurauksena maapallon ilmasto on lämmennyt, mistä johtuen maanpäällä sijaitsevat mannerjäätiköt ovat vähitellen sulaneet. Toiseksi, samasta syystä johtuen valtamerien pintakerroksissa tapahtuu meriveden lämpölaajenemista. (Poutanen & Steffen 2014, Nordman ym. 2014, Ekman 1999 ja 2009, Gornitz ym. 1982.)

Eustaattisen nousun suuruutta 1800-luvun lopulta alkaen on tarkasteltu monessa paikassa. Koska tämä työ käsittelee Itämeren aluetta, keskitytään kyseisen alueen eustaattisen nousun suuruudesta tehtyihin arvioihin. Kyseisen alueen eustaattiselle nousulle vuosille 1892–1991 Ekman & Mäkinen (1996) päätyivät arvoon 1,2 mm/a ja Lambeck ym. (1998) arvoon $1,05 \pm 0,25$ mm/a. Vestøl (2006) käytti yhtä pitkää mutta yhden vuoden verran eri vuosiväliä, tämän kattaessa vuodet 1891–1990, ja sai arvon $1,32 \pm 0,14$ mm/a. 1990-luvulta alkaen merenpinnan korkeuden eustaattinen nousu on ollut nopeampaa kuin aiemmin (Nordman ym. 2014, Meyssignac & Cazenave 2012, Johansson ym. 2014). Nordmanin ym. (2014) pohjoismaisesta datasta laskema arvo 1990-luvulta alkaen on $3,11 \pm 1,07$ mm/a, joka on aiempia lukuja huomattavasti suurempi. Toisaalta vuosille 1993–2007 Johansson ym. (2014) laskivat Cazenave & Llovelin (2010) maailmanlaajuisesta eustaattisesta noususta Suomen rannikon eustaattisen nousun suuruudeksi 2,07 mm/a, joten suuruusarviot vaihtelevat viimeisimmille vuosikymmenille erityisesti käytettäessä hieman eri vuosivälejä. Tässäkin työssä luvussa 6 luodaan arviot merenpinnan eustaattiselle nousulle ennen 1980-lukua ja 1980-luvun jälkeisille ajanjaksoille.

Merenpinnan korkeutta mitattaessa voidaan nykyisin käyttää myös satelliittialtimetriaa. Satelliittialtimetrian etu verrattuna esimerkiksi mareografeihin on se, että sillä pystytään havaitsemaan merialueen muutokset kokonaisuudessaan, eikä ainoastaan rannikkoalueiden ja yksittäisten pienten saarten tilannetta. Satelliittialtimetriaa on kuitenkin alettu käyttää vasta 1990-luvulla, joten viimeisiä vuosikymmeniä lukuun ottamatta merenpinnan korkeutta tutkittaessa voidaan käyttää vain mareografeilla mitattua dataa. (Poutanen & Steffen 2014, Cazenave & Llovel 2010.) Tästä syystä tämän työn aikasarjoissa ei hyödynnetä satelliittialtimetriaa.

Vaikka maailmanlaajuisesti mitatulle keskimääräiselle merenpinnan eustaattiselle nousulle on tehty useita laskelmia, ei niitä voida sellaisenaan käyttää Itämeren merenkorkeutta tutkittaessa. Tähän on syynä se, että Itämeressä tapahtuu myös maailmanlaajuiseen tilanteeseen sitomatonta paikallista vaihtelua merenpinnan korkeudessa (Johansson ym. 2014). Itämeri on puolisoljettu meri eli yhteydessä Pohjanmereen vain Tanskan salmien kautta. Tästä syystä suuri osa Itämeren veden määrästä, eli myös korkeuden vaihtelusta, aiheutuu Pohjanmerestä Tanskan salmien läpi Itämereen ja päinvastaiseen suuntaan kulkeutuvasta vedestä. Suomen rannikolla tämä voi aiheuttaa merenpinnan keskimääräiselle korkeudelle jopa 10 cm poikkeaman verrattuna merenpinnan pitkän aikavälin liukuvaan keskiarvoon. (Johansson ym. 2003, Johansson ym. 2004.)

Meritutkimuksissa käytetään NAO-indeksiä (engl. *North Atlantic Oscillation*). NAO-indeksi tarkoittaa Pohjois-Atlantin heilahtelua. Sen määritelmiä on olemassa useita, mutta yhdessä niistä NAO-indeksi kuvaa Gibraltarin ja Lounais-Islandin välisen paine-eron suuruutta. Veden liikehdinnän on havaittu korreloivan NAO-indeksin kanssa. Tätä yhteyttä selittää osittain se, että veden liikehdintään vaikuttavat meteorologiset olosuhteet, kuten tuuli ja ilmanpaine, sekä se, että pohjoisen ja etelän ilmanpaine-eron suuruus vaikuttaa suoraan NAO-indeksiin. NAO-indeksi selittää 42–44 % vuosien välillä tapahtuvasta merenpinnan korkeuden vaihtelusta Kaskisten ja Pietarsaaren välissä. (Johansson ym. 2003, Johansson ym. 2004.) NAO-indeksi on positiivinen, kun Pohjois-Atlantilla vallitsee erityisen voimakas länsituuli. Myös muut tekijät mahdollisesti vaikuttavat NAO-indeksiin ja Itämeren meriveden korkeuden väliseen yhteyteen. Yksi esimerkki asiasta on se, että korkea NAO-indeksi korreloi korkean sademäärän kanssa, ja korkea sademäärä aiheuttaa jokien valuman seurauksena erilaisia suolapitoisuuksien vaihteluita alueiden välillä. (Johansson ym. 2014.)

NAO-indeksin tutkimisen jälkeen Johansson ym. (2014) havaitsivat kuitenkin, että NAO-indeksiä vieläkin paremmin Itämeren merenpinnan korkeuden kanssa korreloiva ja Itämerelle ominaisia länsituulia kuvaava tekijä on itä-länsisuuntainen geostrofinen tuuli. Se selittää Kaskisten ja Pietarsaaren välisellä alueella 87–89 % paikallisesta merenpinnan korkeuden vaihtelusta 1900-luvun kattavalla aikasarjalla. Tuuliolojen aiheuttamat muutokset eivät kuitenkaan kuulu tämän työn keskeisiin asioihin, joten niitä ei käsitellä jatkossa.

Itämerestä puhuttaessa on huomattava lisäksi sen suuri sisäinen suolapitoisuusero lännessä olevan Skagerrakin ja pohjoisessa olevan Pohjanlahden välillä. Skagerrak on yhteydessä Pohjanmereen, joten se on selkeästi suolaisempaa kuin muu osa Itämerestä, joka on Pohjanlahtea kohti kuljettaessa yhä enemmän murtovettä. Tämä heijastuu merenpinnan korkeuksiin siten, että näiden kahden paikan merenpintojen korkeuksien välillä on jopa 35–40 senttimetrin ero siten, että vähempisuolainen Pohjanlahden alue on korkeammalla kuin suolaisempi Skagerrak. (Ekman & Mäkinen 1996a.) Koska tässä työssä tutkitaan pinta-alaltaan suhteellisten pienten Korkearannikon ja Merenkurkun saariston alueiden maanpinnan nousua, kyseinen seikka ei vääristä mittaustuloksia. Tästä syystä sitäkään ei oteta tulosten käsittelyssä huomioon.

4.3 Tulevaisuuden muuttuvia tekijöitä

Maanpinnan arvellaan nousevan Korkearannikon ja Merenkurkun alueilla tulevaisuudessa vielä noin 90–130 metriä. Jäljellä olevan nousun arvioitu suuruus vaihtelee käytettävästä geodynaamisesta mallista riippuen. Seuraavien vuosisatojen aikana maanpinnan voidaan

olettaa nousevan lähes vakionopeudella, vaikkakin tämän jälkeen on odotettavissa nopeuden vähitellen hidastuvan. (Steffen & Wu 2011, Poutanen & Steffen 2014.) Koska merenpinnan korkeushavainnoista nähdään merenpinnan korkeuden muutosnopeus suhteessa kiinteään maanpintaan, eli niin sanottu havaittava maannousunopeus, ei merenpinnan eustaattista nousua voida unohtaa tutkittaessa maanpinnan ja merenpinnan välistä korkeudenmuutosta. Näiden merenpinnan korkeuteen liittyvien asioiden vuoksi ei ole selvää visiota, miten nopeasti Ruotsin ja Suomen rannikot lähenevät toisiaan Merenkurkun ja Korkearannikon leveyspiirien kohdalla. Meren syvyys Vaasan ja Uumajan kaupunkien välillä on tällä hetkellä enimmillään 25 metriä, merenpinta nousee tulevaisuudessa enää korkeintaan noin 65 metriä ja absoluuttinen maankohoaminen (ks. luku 5) jatkuu tasaisena tuhansien vuosien ajan tulevaisuudessa, tulee maasilta kuitenkin ennemmin tai myöhemmin muodostumaan kyseiselle välille. Epäselvää on se, miten monta tuhatta vuotta siihen menee. Maayhteys muodostuu sitä nopeammin, mitä vähemmän kasvihuoneilmiö voimistuu, sillä absoluuttisen maanpinnan kohoamisnopeuden pysyessä vakiona havaittava maanpinnan nousu hidastuu silloin, kun merenpinnan korkeuden eustaattinen nousu kiihtyy. (Poutanen & Steffen 2014, National Geographic 2013.)

Kuten alaluvussa 4.2 mainittiin, yksi merkittävä merenpinnan korkeuden eustaattista nousua aiheuttava tekijä on mannerjäätiköiden sulaminen. Mikäli ilmasto lämpenee, jäätiköiden sulaminen nopeutuu ja tämän todettiin em. kohdassa kiihdyttävän osaltaan merenpinnan korkeuden eustaattista nousua. Kyseistä seikkaa ei ole kuitenkaan kovin yksinkertaista ottaa huomioon. Yksi tärkeä ja huomioitava asia tulevaisuuden merenpinnan korkeutta ennustettaessa on myös se, että Grönlannin mannerjäätikön sulaminen ei vaikuta juurikaan Itämeren merenpinnan korkeuteen. Tämä johtuu niin kutsutusta fingerprint-ilmioista. Ilmiön takana on se, että jäätikön sulaessa alueen massa pienenee, jolloin painovoimakenttä heikkenee. Painovoimakentän heikkenemisen seurauksena merenpinta laskee jäätikön välittömässä läheisyydessä ja muillakin riittävän lähellä jäätikköä sijaitsevilla alueilla se nousee keskimääräistä nousua hitaammin. Toisaalta eteläisellä pallonpuoliskolla merenpinta nousee tällöin maapallon merenpinnan keskimääräistä nousua nopeammin. Etelämantereen jäätiköiden väheneminen puolestaan kiihdyttää entisestään merenpinnan nousua pohjoisella pallonpuoliskolla, kuten Itämerellä. (Poutanen & Steffen 2014, Johansson ym. 2014, Tamisiea & Mitrovica 2011.)

Edellä on selvitetty, mitkä asiat vaikuttavat Itämeren merenpinnan korkeuteen, ja miten merenpinnan korkeuden muutos vaikuttaa maanpinnan korkeuden muutokseen. Tulevissa luvuissa keskitytään merenpinnan ja maanpinnan korkeuksien muutoksen numeeriseen puoleen, joka on seurausta edellä mainituista ilmiöistä ja taustoista.

5 Aikasarjat

Kuten luvussa 4 mainittiin, merenpinnan korkeusvaihteluita tarkastelemalla voidaan selvittää maanpinnan kohoamisnopeus (ks. alaluku 5.3). Sen havaitsemiseksi on kuitenkin käytettävissä muitakin keinoja. GNSS-menetelmän (ks. alaluku 5.1) avulla havaitaan maanpinnan pisteen sijainnin, tämän työn tapauksessa korkeuden, muutos. Kolmantena menetelmänä merenpinnan korkeuden ja GNSS-menetelmän ohella käytetään absoluuttigravimetri- eli absoluuttipainovoimamittausta (ks. alaluku 5.2). Siinä mitataan painovoima-asemalla tapahtuvaa painovoiman muutosta, josta voidaan laskea maanpinnan korkeuden muutosnopeus. Koska eri menetelmillä on erilaiset vertaustasot maanpinnan kohoamiselle eli niitä ei voida pelkkien havaintojen jälkeen yhdistää, selvennetään seuraavaksi eri vertaustasojen käsitteitä. (Nordman ym. 2014.)

Tässä työssä halutaan selvittää, miten nopeaa maanpinnan nousu geoidin suhteen sekä havaittava (engl. *apparent*) maanpinnan nousu Merenkurkun ja Korkearannikon alueella on. Kuvassa 5 on havainnollistettuna eri vertaustasot ja korkeudet. **Geoidi** on maapalloa kuvaava muoto, joka on aaltoileva, sillä maapallon massa on epätasaisesti jakautunut (Maanmittauslaitos 2019). Mareografi havainnot tehdään maankuoren suhteen, minkä myötä niissä ei tarvitse huomioida geoidiin liittyviä seikkoja. Koska kuitenkin GNSS- ja absoluuttigravimetrihavainnot tehdään suhteessa maapallon vertausellipsoidiin eli niistä saadaan selville maanpinnan absoluuttinen kohoamisnopeus, täytyy geoidin ja vertausellipsoidin vertaustasojen ero ratkaista ensin. **Vertausellipsoidi** on pyörähdysellipsoidin muotoinen maapallon matemaattinen malli, jonka keskipiste on maapallon massakeskipiste. Jatkossa vertausellipsoidista käytetään lyhyempää termiä ellipsoidi. (Ekman 2009.) Geoidin sijainti annetaan korkeutena vertausellipsoidista. Geoidi- ja ellipsoidikorkeuksien sekä vaaitun korkeuden välinen yhteys voidaan esittää

$$H = h - N, \quad (1)$$

missä H on vaaittu korkeus eli pisteen korkeus geoidista, h on ellipsoidikorkeus eli pisteen korkeus ellipsoidista ja N on geoidikorkeus eli geoidin korkeus ellipsoidista. Ellipsoidikorkeutta sanotaan myös absoluuttiseksi korkeudeksi.

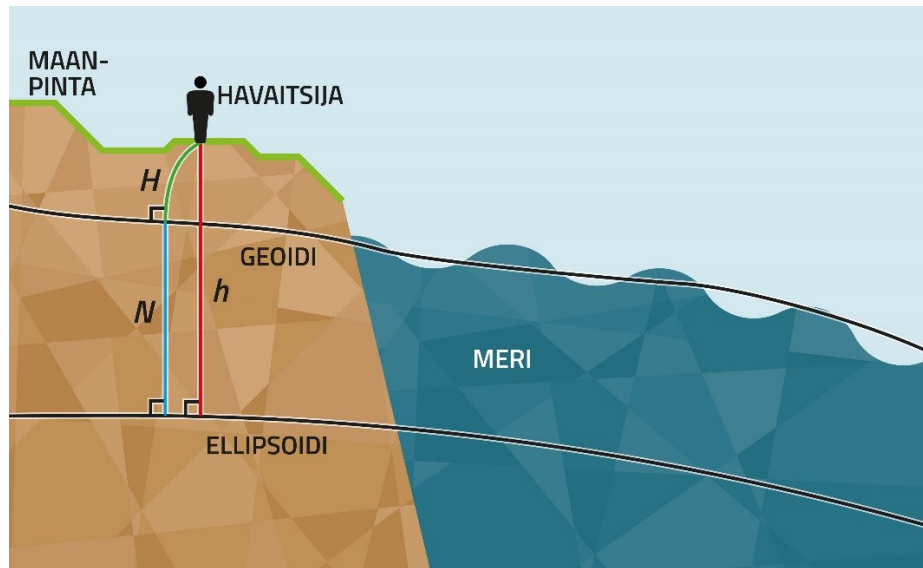
Absoluuttisia ja geoidin suhteen mitattuja maannousunopeuksia voidaan puolestaan verrata seuraavasti:

$$\dot{H} = \dot{h} - \dot{N}, \quad (2)$$

missä \dot{H} on nopeus geoidin suhteen, \dot{h} on absoluuttinen nopeus ja \dot{N} on geoidin nousunopeus.

Kaavasta (1) saatiin johdettua kaava (2), jota puolestaan käytetään alaluvuissa 5.1 ja 5.2, jotta absoluuttiset maankohoamisnopeudet saadaan muunnettua nopeuksiksi geoidin suhteen.

Havaittava maanpinnan nousu puolestaan tarkoittaa maankuoren nousua merenpinnan keskikorkeuden suhteen (Ekman 2009). Sen nopeus lasketaan mareografiaikasarjoista alaluvussa 5.3, minkä jälkeen havaittavat maannousunopeudet muunnetaan nopeuksiksi geoidin suhteen alaluvussa 6.1, jossa palataan muunnoksessa huomioon otettaviin tekijöihin.



Kuva 5 Vertaustasot havainnollistettuina (Maanmittauslaitos 2019). N on geoidikorkeus, h on ellipsoidikorkeus ja H on vaaittu korkeus.

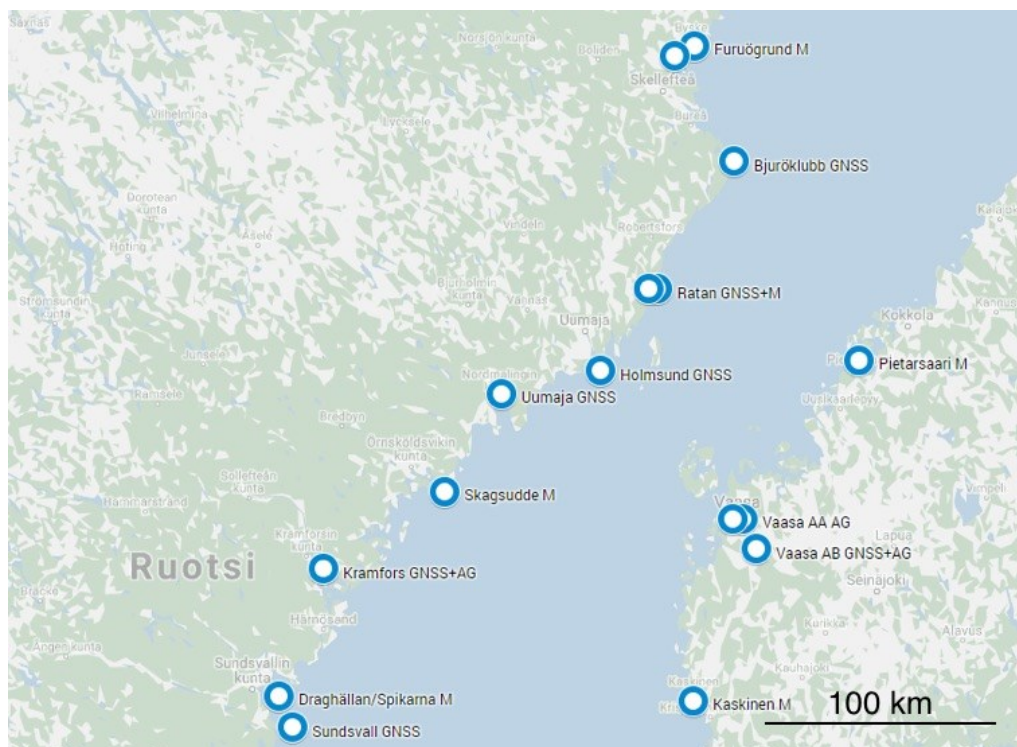
Useampaa eri menetelmää hyödynnettäessä saadaan tarkempia ja luotettavampia tuloksia kuin vain yhtä menetelmää käytettäessä. Näin ollen yksittäisellä mittaustekniikalla saatuja tuloksia voidaan vahvistaa muiden menetelmien tuloksilla. Lisäksi täten on mahdollista saada selville mittaustekniikoiden välisiä epävarmuuksia. Eri tekniikoiden vertaileminen ei ole kuitenkaan täysin yksiselitteistä johtuen niiden erilaisista vertailutasoista. Sen vuoksi on hyödyllistä, mikäli käytettävissä on asemia, joissa on käytetty useampaa kuin yhtä menetelmää, jotta eri vertailutasojen ja tekniikoiden välisiä eroja voitaisiin laskea. Kuten edellä sivuttiin, eri tekniikoihin vaikuttavat erilaiset geodynaamiset prosessit: GNSS-menetelmä selvittää ellipsoidin suhteen mitattavaa korkeuden vaihtelua, absoluuttipainovoimamittaukset korkeuden ja massajakauman muutosten myötä syntynyttä painovoiman muutosta ja mareografin menetelmä merenpinnan korkeuden paikallista vaihtelua kiinteän maankuoren suhteen. (Nordman ym. 2014.)

Nordman ym. (2014) ovat havainneet, että edellä mainituista kolmesta mittaustekniikasta GNSS:n ja mareografin suorittamat mittaukset ovat parhaiten keskenään yhteensopivia, sillä molemmissa näissä tekniikoissa käytetään jatkuvaa seurantaa, kun taas absoluuttipainovoimamittauksissa tehdään yksittäisiä eli episodisia mittauksia harvemmin väliajoin.

Tässä työssä käytetään GNSS-aikasarjoissa kahdeksaa eri asemaa, absoluuttigravimetriaikasarjoissa viittä eri asemaa ja mareografiaikasarjoissa tulkintatavasta riippuen seitsemää tai kahdeksaa eri asemaa (ks. taulukko 1 ja kuva 6). Draghällanin ja Spikarnan asemat ovat kaksi erillistä mareografiasemaa, mutta tuloksia käsitellessä niiden tietoja käsitellään niiden lyhyestä välimatkastaan johtuen yhtenä asemana. Lisäksi osassa asemista on käytetty kahta menetelmää. Yhteensä Suomesta asemia on mukana viisi ja Ruotsista 11. Kunkin eri menetelmän havaintoasemat on valittu siten, että ne sijaitsevat mahdollisimman lähellä Suomen tai Ruotsin puoleista osaa maailmanperintökohteesta, jolloin havainnoista kyetään tekemään päätelmiä maailmanperintökohteesta tapahtuvasta maanpinnan noususta. Eri menetelmien tuloksia vertaillaan alaluvussa 6.2.

Taulukko 1 Käytettävät asemat koordinaatteineen. Taulukko sisältää asemat valtioittain ja koordinaateittain pohjoisen leveyspiirin mukaan pohjoisesta etelään. Siinä on käytetty lyhennyksiä seuraavasti: GNSS = GNSS-asema, AG = absoluuttigravimetriasema ja M = mareografiasema. Suomen ja Ruotsin asemat on rajattu tulevien taulukoiden tapaan toisistaan selkeyden vuoksi.

Asema	Leveyspiiri (pohjoista astetta)	Pituuspiiri (itäistä astetta)
Pietarsaari M	63,71	22,69
Vaasa AA AG	63,08	21,65
Vaasa M	63,08	21,57
Vaasa AB GNSS+AG	62,96	21,77
Kaskinen M	62,34	21,21
Furuögrund M	64,92	21,23
Skellefteå GNSS+AG	64,88	21,05
Bjuröklubb GNSS	64,48	21,58
Ratan GNSS+M	63,99	20,90
Ratan AG	63,99	20,82
Holmsund GNSS	63,67	20,39
Uumaja GNSS	63,58	19,51
Skagsudde M	63,19	19,01
Kramfors GNSS+AG	62,88	17,93
Draghällan/Spikarna M	62,36	17,53
Sundsvall GNSS	62,23	17,66



Kuva 6 Käytettävät asemat kartalla (Google 2018). Asemien koordinaatit ovat taulukossa 1.

5.1 GNSS-aikasarjat

GNSS (engl. *Global Navigation Satellite System*) tarkoittaa suomeksi käännettynä maailmanlaajuista satelliittipaikannusjärjestelmää. Eurooppalainen paikannusvirasto GSA (engl. *European GNSS Agency*) määrittelee GNSS:n avaruudessa signaalia tuottavien satelliittien muodostelmaksi, joka välittää paikannus- ja ajanmääritysdataa GNSS-vastaanottimiin. Kun vastaanottimet saavat nämä tiedot, ne voivat määrittää paikan sijainnin. Tunnetuin kaikista GNSS-järjestelmistä on tällä hetkellä GPS (engl. *Global Positioning System*) eli Maailmanlaajuinen paikannusjärjestelmä, joten seuraavaksi siitä kerrotaan hieman tarkemmin. (GSA 2017.)

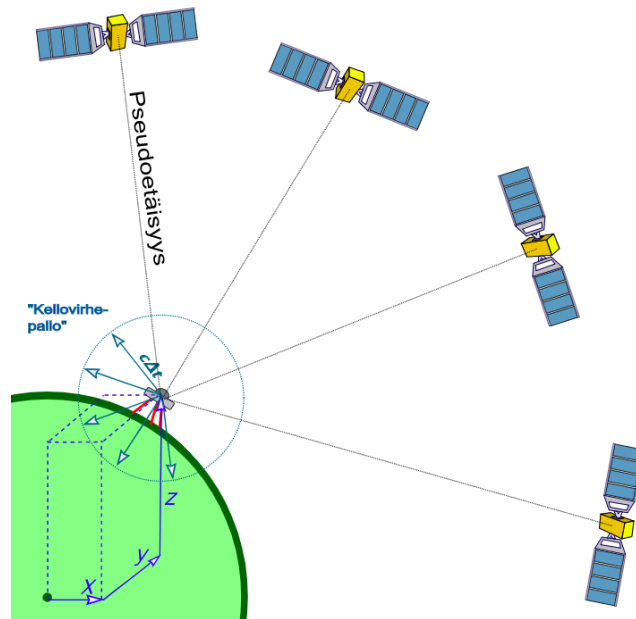
GPS-vastaanotin voi havaita nykyisin lähes kaikilla ajanhetkillä, kaikkialla maailmassa, vähintään neljä satelliittia. Yleensä se havaitsee kuudesta yli kymmeneen satelliittia, jolloin GPS-paikannus on nopeampaa, tarkempaa sekä luotettavampaa kuin neljän satelliitin avulla. GPS mittaa pseudoetäisyyttä GPS-vastaanottimen ja -satelliittien välillä (ks. kuva 7). Pseudoetäisyys eroaa geometrisesta etäisyydestä siten, että siihen vaikuttavat tämän lisäksi myös vastaanottimen ja satelliitin kellovirheet sekä ionosfäärin ja troposfäärin väliaineista johtuvat kulkuviiveet. Pseudoetäisyys voidaan laskea kaavan (3) mukaisesti:

$$p = \rho + c(\Delta t - \Delta T) + d_{\text{ion}} + d_{\text{trop}}, \quad (3)$$

jossa p on pseudoetäisyys, ρ on geometrinen etäisyys, c on valon nopeus tyhjiössä eli täten myös signaalin kulkunopeus, Δt on satelliitin kellovirhe eli satelliitin kellon poikkeama GPS-ajasta, ΔT on vastaanottimen kellovirhe eli vastaanottimen kellon poikkeama GPS-ajasta, d_{ion} on ionosfäärin aiheuttama kulkuviive ja d_{trop} on troposfäärin aiheuttama kulkuviive. (Vermeer 2018.)

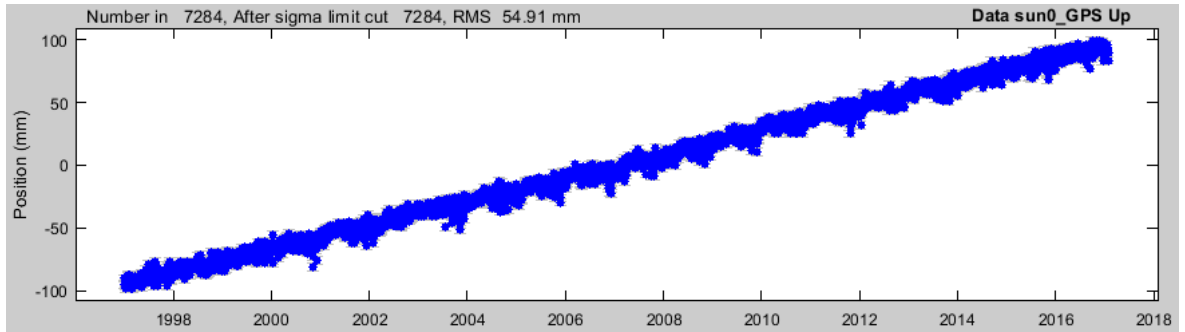
NKG (ruots. *Nordiska kommission för geodesi*) eli Pohjoismainen geodeettinen komissio on yhteistyöelin Pohjoismaiden ja Baltian maiden geodeeteille. Jääkauden jälkeinen maanpinnan nousu on yksi NKG:n tärkeimmistä aiheista. Käsi kädessä maannousun tutkimisen kanssa NKG kehittää myös GNSS-datan käsittelyä. GNSS-datan käsittely on tarkinta globaaleissa koordinaattijärjestelmissä, mutta paikkatietoaineisto on lähinnä kansallisissa koordinaattijärjestelmissä. Tämän myötä toisaalta ymmärtämällä paremmin maanpinnan kohoamista voidaan parantaa globaalien koordinaattijärjestelmien ja kansallisten realisaatioiden välisten koordinaattimuunnosten tarkkuutta, jolloin GNSS-datasta saadaan tarkempaa. Toisaalta myös GNSS-asemien nopeushavainnot ovat oleellinen osa maannousun mallintamista. GNSS-asemaverkoston ollessa tiivis ja tiheä kyetään mallintamaan myös maanpinnan nousua. (Lahtinen ym. 2018.)

GNSS-paikanmäärityksen yhteydessä tutkitaan, millä nopeudella piste on muuttanut sijaintiaan. Tällöin havaitaan niin pohjoiseen, itään kuin myös ylöspäin suuntautuva nopeus. Mikäli liikettä ilmenee vaihtoehtoisesti etelään, länteen tai alaspäin, esitetään nopeus negatiivisena arvona. Tässä työssä tutkitaan maanpinnan liikettä ylöspäin, joten jatkossa GNSS:n tuloksista mainitaan ainoastaan vertikaalikomponentin nopeuden suuruus. Korkeuden mittaaminen on haasteellista, sillä eri koordinaatistoilla on suuria eroja keskenään erityisesti korkeusarvoissa. Lisäksi kaikki korkeusarvoissa tapahtuvat muutokset eivät aiheudu vain jääkauden jälkeisestä maannoususta, vaan ne voivat johtua myös esimerkiksi laatta- ja neotektoniikasta sekä hydrologiasta. (Kierulf ym. 2014.) Muita tekijöitä maanpinnan nousun lisäksi ei käsitellä tässä työssä tarkemmin.

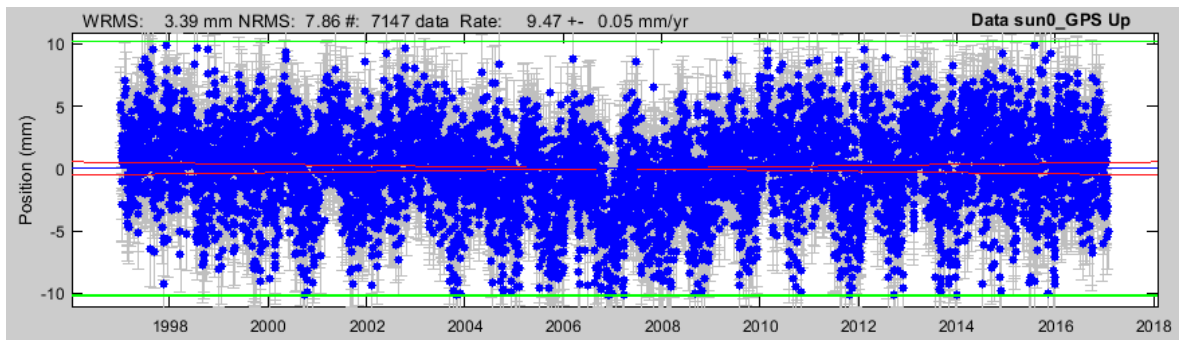


Kuva 7 Satelliittipaikannuksen periaate (Wikipedia 2019). GPS mittaa pseudoetäisyyttä GPS-vastaanottimen ja satelliittien välillä. Pseudoetäisyyden käsite sekä kuvassa esiintyvät symbolit c ja Δt selitetään kaavan (3) yhteydessä.

Tämän työn GNSS-aikasarjat sisältävät vain GPS-havaintoja, joten tuloksista kerrottaessa käytetään selkeyden vuoksi GNSS:n sijasta termiä GPS. NKG:n laskentakeskus on tuottanut GPS-aikasarjat ja tähän työhön ne on saatu käytettäväksi Sonja Lahtiselta (Sonja Lahtinen kirj. ilm. 13.11.2018). Aikasarjoissa käytetään kahdeksaa GPS-asemaa, joista yksi on Suomessa ja seitsemän Ruotsissa. Suomessa sijaitseva Vaasan GPS-asema on samassa sijainnissa alaluvussa 5.2 käsiteltävän Vaasa AB:n absoluuttipainovoima-aseman kanssa eli hie-man Vaasan kaupungin keskustan eteläpuolella. Ruotsin puolella olevat asemat ovat pohjois-eteläsuunnassa lueteltuna Skellefteå, Bjuröklubb, Ratan, Holmsund, Uumaja, Kramfors ja Sundsvall. Asemista Vaasassa, Uumajassa ja Sundsvallissa on saatu noin 20 vuoden ajalta mittaustuloksia ja muilta asemilta noin 10 vuoden ajalta. Kuvissa 8 ja 9 on kuvattu esimerkinomaisesti Sundsvallin aseman GPS-menetelmän tuloksia. Kuvassa 8 näkyvät todelliset korkeudet ja niiden muutokset, jolloin kuvasta voi silmämääräisestikin nähdä suurpiirteisesti korkeuden muutostrendin eli maanpinnan kohoamisnopeuden. Havaintoja on yhteensä 7284 kappaletta, ja niiden RMS eli neliöllinen keskiarvo on 54,91 mm. Koska NKG:n laskentakeskus on laskenut datasta maannousuluvut, ei RMS-lukuja käsitellä tässä työssä. Kuvasta 9 on poistettu muutostrendi, jolloin siinä näkyy selkeästi, miten GPS-havainnoissa on poikkeamia keskenään ja miten ne vaihtelevat trendin ympärillä. Kuvaajaa on siivottu virhehavaintojen osalta, joten havaintoja on enää 7147 kappaletta. WRMS:n eli painotetun neliöllisen keskiarvon suuruus on 3,39 mm ja normalisoidun neliöllisen keskiarvon suuruus on 7,86 mm. Myös WRMS:n käsittely sivuutetaan tässä työssä.



Kuva 8 GPS:n korkeushavainnot Sundsvallin asemalta.



Kuva 9 GPS:n korkeushavainnot Sundsvallin asemalta trendin poistamisen jälkeen. Vihreät viivat rajaavat alueen, jonka sisällä suurin osa yksittäisistä pisteistä sijaitsee. Se on suuruusdeltaan 3 WRMS. Punaiset viivat osoittavat trendiarvon epävarmuusrajat, joiden suuruus on 3σ . Niiden käsittely on rajattu tämän työn ulkopuolelle.

Taulukossa 2 ovat eriteltyinä kaikki tässä työssä hyödynnettävät GPS-asemat. Taulukossa mainitaan GPS-havaintojen avulla havaittava ylöspäin suuntautuva muutosnopeus niin ellipsoidin kuin myös geoidin suhteen. Kuten aiemmin tässä luvussa on mainittu, GPS-havainnoista saadut tulokset on ilmoitettu ellipsoidin suhteen. Koska tässä työssä ilmoitetaan havainnot geoidin suhteen, havainnot täytyy muuntaa kaavalla

$$\dot{H} = 0,94 \times \dot{h}, \quad (4)$$

missä \dot{H} on maankohoamisen nopeus geoidin suhteen ja \dot{h} on maankohoamisen nopeus ellipsoidin suhteen (Ekman & Mäkinen 1996).

Kaava (4) on seurausta Ekmanin ja Mäkinen (1996) tutkimuksesta, jossa havaittiin geoidin nousun olevan noin 6 % absoluuttisesta maannousunopeudesta. Taulukon arvoihin palataan alaluvussa 6.2, kun kaikkia havaintoja verrataan keskenään. Yhteenvetona voidaan kuitenkin todeta, että tässä työssä käytettävistä asemista Skellefteåssa maanpinnan kohoaminen on GPS-havaintojen mukaan nopeinta ja Vaasassa hitainta.

Taulukko 2 GPS-asemien maannousunopeudet. Muutosnopeuksien epävarmuudet ovat 0,2–0,3 mm/a. (Sonja Lahtinen kirj. ilm. 13.11.2018.) Alkuperäiset eli ellipsoidin suhteen ilmoitetut maannousunopeudet on ilmoitettu poikkeuksellisesti kahden desimaalin tarkkuudella ja vasta geoidin suhteen annetut arvot on pyöristetty yhden desimaalin tarkkuudelle. Muunnokseen on käytetty kaavaa (4).

Asema	\dot{h}_{GPS} (mm/a)	\dot{H}_{GPS} (mm/a)
Vaasa	9,04	8,5
Skellefteå	10,33	9,7
Bjuröklubb	10,06	9,5
Ratan	9,81	9,2
Holmsund	10,02	9,4
Uumaja	10,20	9,6
Kramfors	9,78	9,2
Sundsvall	9,47	8,9

5.2 Absoluuttipainovoima-aikasarjat

Myös absoluuttipainovoimamittaus eli absoluuttigravimetria on menetelmä, jolla voidaan tutkia maanpinnan nousua. Mittauksia on tehty Fennoskandian alueella vuodesta 1976 alkaen (Pettersen 2011). Absoluuttipainovoimamittausten avulla voidaan tarkkailla massojen liikkeitä ja korkeussiirtymiä. Niissä käytetään yksikkönä Galia, joka voidaan muuntaa SI-järjestelmään muuntosuhteella $1 \text{ Gal} = 0,01 \text{ m/s}^2$. Absoluuttipainovoimamittaukset voivat määrittää yksittäisen aseman painovoiman suuruuden 2-3 mikrogalin (μGal) tarkkuudella. Pitkän aikavälin painovoiman muutokset pystytään havaitsemaan jopa $0,5 \mu\text{Gal}$:n tarkkuudella, mikäli mittauksia suoritetaan vuosittain vähintään viiden vuoden ajan. Lähes kaikki absoluuttipainovoima-asetat ovat samassa paikassa kuin GPS-asetat. (Timmen ym. 2006, Steffen ym. 2009.)

Tämän työn aineistona on käytetty Skellefteåssa vuosina 1992–2015, Ratanissa vuosina 2007–2015 ja Kramforsissa vuosina 2003–2013 tehtyjä mittauksia, joiden mittauks tulokset on julkaistu Olssonin ym. (2019) tutkimusartikkelissa. Lisäksi Skellefteån aseman vuoden 2017 mittauks tulokset on saatu Per-Anders Olssonilta (kirj. ilm. 21.9.2018), ja Vaasa AA:n asemalla vuosina 1988–2016 sekä Vaasa AB:n asemalla vuosina 1995–2016 tehtyjen mittausten tulokset puolestaan Mirjam Bilker-Koivulalta (kirj. ilm. 12.10.2018). Täten asemista kaksi sijaitsee Suomessa ja kolme Ruotsissa. Vaasa AA:n asema sijaitsee melko lähellä Vaasan keskustaa eli täten myös erittäin lähellä merta. Vaasa AB sijaitsee noin 15–20 kilometriä Vaasa AA:sta kaakkoon, joten se on hieman tätä enemmän sisämaassa. Skellefteån asema sijaitsee noin 15–20 kilometriä Skellefteån keskustasta pohjoiseen ja on lähes meren vieressä. Ratanin ja Kramforsin mittausasemat ovat muutaman kilometrin päässä merestä.

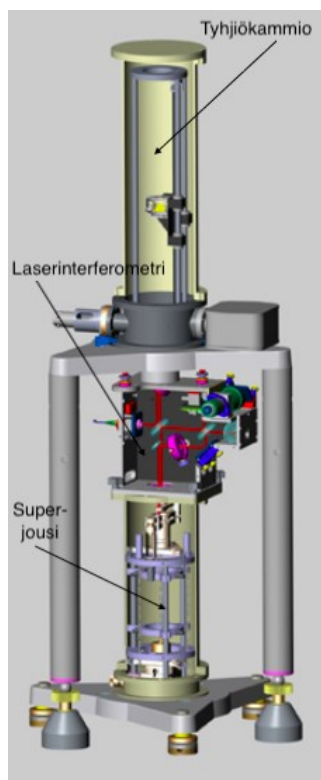
Mittaukset on tehty Ruotsin asemilla pääasiassa kahdella eri laitteella, jotka ovat nimeltään FG5-220 ja FG5-233. FG5-220:ä on käyttänyt Institut für Erdmessung (IfE) Hannoverista, Saksasta. FG5-233:a puolestaan on käyttänyt Lantmäteriet Ruotsista. Suomen asemilla mittaukset on tehty pääasiassa kolmella eri laitteella, jotka ovat nimeltään FG5-220, FG5-221 ja JILAg-5. FG5-220 mainittiin edellä ja FG5-221:ä sekä JILAg-5:ä on käyttänyt Paikkatietokeskus Kirkkonummella, Suomessa (FGI, engl. *Finnish Geospatial Research Institute*).

Ruotsissa FG5-220:n ja FG5-233:n epävarmuudet ovat olleet 2,22–2,23 μGal ja ne on määritetty mitattaessa. Suomessa FG5-220:n ja FG5-221:n epävarmuudet ovat olleet 2,6 μGal ja JILAg-5:n epävarmuus 6 μGal . Suomen mittauksissa on käytetty laitekohtaisia epävarmuuslukuja. JILAg-5:n huomattavasti suuremmasta epävarmuudesta johtuen jäljempänä tässä alaluvussa tuotetaan kaksi eri taulukkoa, joista jälkimmäiseen sisällytetään vain korkeintaan 3 μGal :n epävarmuuden omaavat mittaukset. Toisin sanoen siitä on poistettu JILAg:lla tehdyt havainnot. Lisäksi kaikista taulukoista on poistettu vuoden 2003 jälkimmäisen puolen tulokset, jotka on saatu FG5-220:llä. Tämä johtuu siitä, että tuolloin havaittiin FG5-220:llä mitattaessa todellista matalampia arvoja. Yksi mahdollinen syy mataliin arvoihin voi olla Keski- ja Pohjois-Euroopan kyseisen vuoden kuiva kesä. Tämä ei kuitenkaan ole aukoton selitys, sillä muissa laitteissa ei havaittu vastaavia, todellisuudesta poikkeavia arvoja tuolloin. (Gitlein 2009.) Toinen mahdollisuus on, että laitteessa saattoi olla niin sanottu offset eli laite näytti mittaustulokset systemaattisesti liian mataliksi, mutta tästäkään ei ole löydetty varmuutta, joten tulosten luotettavuuden kannalta kyseiset tulokset on jätetty tässä työssä pois (Steffen ym. 2009).

Yleisestikin absoluuttigravimetrien tulokset voivat osoittaa samassa paikassa erisuuruisia painovoimalukemia. Jotta samassa paikassa eri absoluuttigravimetrit antavat samoja tuloksia, järjestetään laitteiden vertailuja. Tuloksissa esiintyviä laitteista johtuvia offsetteja yritetään havaita mittaamalla usealla gravimetrimillä samassa paikassa samanaikaisesti tai viimeistään muutaman kuukauden sisällä toisistaan ja vertailemalla tuloksia. Esimerkiksi Luxemburgin Walferdangessa ja Ranskan Sévresissä järjestetään noin neljän vuoden välein tällaisia mitaustenvertaustapahtumia. (Pettersen ym. 2010, Gitlein 2009, Olsson ym. 2016.)

Edellä mainitut FG5-laitteet käyttävät vapaasti putoavan kappaleen menetelmää. Sen toimintaperiaate on pääpiirteittäin seuraava (ks. kuva 10): Kappale pudotetaan tyhjiökammiossa, minkä jälkeen sen putoamista seurataan tarkasti laserinterferometrillä. Kappaleen lentorataa verrataan niin sanottuun superjouseen. Superjousi suojaa laitteen mittauksia seismisten ilmiöiden aiheuttamilta häiriöiltä. (European Center for Geodynamics and Seismology 2019.)

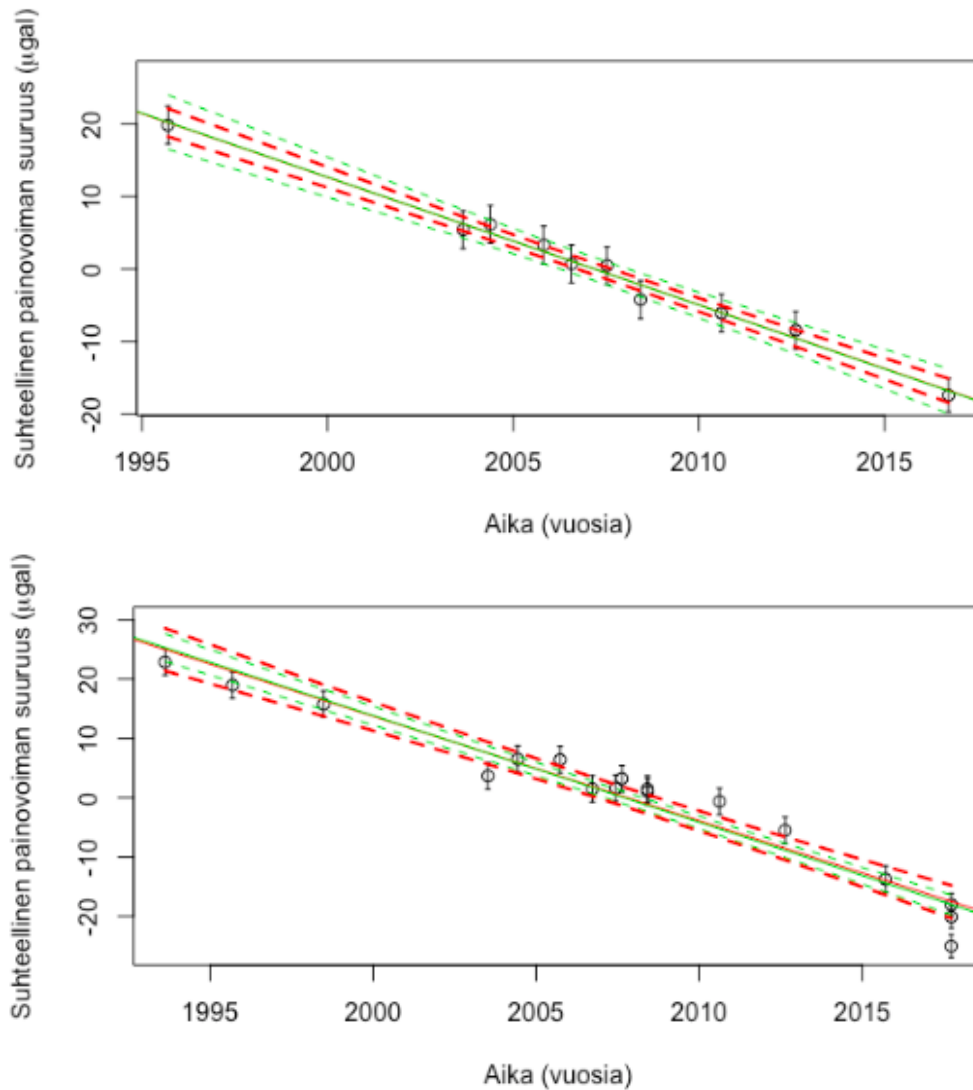
Absoluuttipainovoimahavaintojen ja alaluvussa 5.3 käsiteltävien mareografiaikasarjojen tutkimiseen on tässä työssä käytetty RStudio-ohjelmaa, joka on käyttöliittymä R-ohjelmointikielen käytön sujuvoittamista varten. R on ilmainen ohjelmointikieli, joka on luotu Bell Laboratoriesin kehittämän S-ohjelmointikielen pohjalta. Sen syntaksi muistuttaa paljon S-kielen syntaksia. R-ohjelmiston ovat suunnitelleet Ross Ihaka ja Robert Gentleman. (Ihaka 1998, Ihaka 2009.) Nykyisin R-ohjelmiston käyttäjät ja sivustot voivat luoda omia paketteja, joita he voivat hyödyntää sitä käyttäessään (Pekkanen & Kiiski 2012). R-kieltä hyödynnetään ainakin tilastotieteellisissä tarkoituksissa, joten tästäkin syystä se soveltuu edellä mainittujen kahden eri mittausten menetelmän aikasarjojen kuvaajien luomiseen (Ihaka 1998). Kuvaajan piirtäminen auttaa selkeyttämään erityisesti mareografiaikasarjojen melko suuren datamäärän arvojen muutoksia. Lisäksi R-kieltä on käytetty vastaamaan tarpeeseen, jossa on haluttu mahdollistaa tutkimusartikkelin lukijalle artikkeleiden tulosten vahvistaminen ajamalla tutkimuksessa käytetty koodi itse (Peng 2009, R-Statistics 2019).



Kuva 10 FG5-laitteen toimintaperiaate (Micro g LaCoste 2006). Kuvassa esiintyvien käsitteiden merkitys selitetään alaluvussa 5.2.

Kuva 11 on esimerkki R-kielen funktiosta `lm` (*linear models*), jota voidaan käyttää lineaaristen mallien sovittamiseen (RDocumentation 2018). Se ei ota huomioon virherajoja. Lisäksi kuvassa on hyödynnetty `rma`-funktioita, joka on lyhenne sanoista *robust multi-array average* eli vapaasti käännettynä sietokykyinen matriisikeskiarvoistus (RDocumentation 2018a). `Rma`-funktiossa on käytetty *fixed-effects*-menetelmää, jonka tarkoituksena on antaa ehdollinen päätelmä tietyistä osasta meta-analyysiä. Toisin kuin `lm`-funktio, `rma`-funktio sovittaa suorat virherajat huomioiden.

Kuvaajissa on ympyrällä merkitty kukin mittaushavainto suhteessa havaintojen keskiarvoon. Kunkin havainnon arvosta on vähennetty kyseisen mittausaseman kaikkien havaintojen keskiarvo, jotta luvut ovat riittävän pieniä kuvaajien helpompaa tarkastelua varten. Keskiarvon vähentäminen vaikuttaa vain pisteiden suuruusluokkaan, mutta ei pisteiden keskinäisiin eroihin. Jokaiseen pisteeseen on liitetty virheraja, joka osoittaa, miten suurta epävarmuutta kullekin havainnolle on käytetty. Vaasa AA:n kuvaajassa epävarmuudet ovat pisteestä riippuen 2,30–2,60 μGal ja Skellefteån kuvaajassa ne ovat 1,90–2,23 μGal . Epävarmuuksien suuruudet on saatu mittaustulosten yhteydessä. Niiden lisäksi kuvassa on vihreä `rma`-sovitettu suora ja punainen `lm`-sovitettu suora. Absoluuttigravimetrihavaintojen kuvaajissa suoran nousu tai lasku tarkoittaa sitä, kuinka monta mikrogallia kussakin sijainnissa painovoima muuttuu vuodessa. Sovitettujen suorien kulmakertoimia tarkastellaan taulukossa 4 sekä taulukossa 3, jossa huomioidaan lisäksi kuvasta 11 puuttuvat epätarkemmat JILAg-havaintojen pisteet. Suorien yhteydessä kuvaan on lisäksi piirretty esimerkinomaisesti suorien 95 %:n luottamusväli, mutta tämä sivuutetaan trendien käsittelyssä jatkossa.



Kuva 11 Esimerkkeinä Vaasa AA:n (ylhällä) ja Skellefteån (alhaalla) muiden kuin JILAg-havaintojen painovoimakuvaukset virhesuorineen. Vaaka-akselilla on vuosiluku ja pystyakselilla on painovoiman suuruus suhteessa havaintojen keskiarvoon. Rma-sovitettu suora kuvataan vihreällä ja lm-sovitettu suora punaisella. Vastaavan väriset katkoviivat kuvaavat kyseisiä suoria 95 %:n luottamusvälillä. Pisteistä lähtevät janat ovat epävarmuuksia, joiden suuruudet on mainittu tekstissä (ks. alaluku 5.2). Vaasa AA:ssa lm- ja rma-sovitetut suorat menevät päällekkäin.

Taulukon 3 tuloksista nähdään, että Vaasa AA:ssa painovoima muuttuu sen mukaan nopeimmin ja Kramforsissa hitaimmin. Vaasa AA:n ja Vaasa AB:n ero painovoiman muutoksen suuruuksissa on RMA-sovituksessa $0,31 \mu\text{Gal/a}$ ja LM-sovituksessa $0,28 \mu\text{Gal/a}$. Koska näiden asemien välimatka toisistaan ei ole pitkä, näin suurelle erolle täytyy olla maantieteellisen sijainnin ulkopuolisia syitä. Vaasan asemien suorien keskivirheet eivät ole kovin isoja, joten havainnot ovat suhteellisen hyvin osuneet suoralle. Esimerkiksi Ruotsin asemien tulosten keskinäinen suhde on huomattavasti ymmärrettävämpi, vaikka keskivirheet ovat Ratanin ja Kramforsin asemilla Suomen asemia suurempia.

Taulukko 3 Absoluuttipainovoimamittausten tulokset. Asemat järjesteltyinä valtioittain (Suomi, Ruotsi), minkä jälkeen on mainittu rma- ja lm-sovituksista saadut muutosnopeudet sekä mittausten lukumäärä.

Mittausasema	Rma ($\mu\text{Gal/a}$)	Lm ($\mu\text{Gal/a}$)	Mittausten lukumäärä
Vaasa AA	$-1,99 \pm 0,11$	$-2,15 \pm 0,11$	17
Vaasa AB	$-1,68 \pm 0,14$	$-1,87 \pm 0,17$	17
Skellefteå	$-1,81 \pm 0,07$	$-1,83 \pm 0,10$	18
Ratan	$-1,74 \pm 0,34$	$-1,74 \pm 0,39$	6
Kramfors	$-1,66 \pm 0,29$	$-1,66 \pm 0,20$	9

Taulukko 4 Absoluuttipainovoimamittausten tulokset. Kuin taulukko 3, mutta arvoissa on huomioitu vain aineiston mittaukset, joiden epävarmuus on pienempi tai yhtä suuri kuin 3 μGal .

Mittausasema	Rma ($\mu\text{Gal/a}$)	Lm ($\mu\text{Gal/a}$)	Mittausten lukumäärä
Vaasa AA	$-1,76 \pm 0,15$	$-1,76 \pm 0,07$	10
Vaasa AB	$-1,60 \pm 0,14$	$-1,57 \pm 0,11$	15
Skellefteå	$-1,80 \pm 0,07$	$-1,76 \pm 0,11$	17
Ratan	$-1,74 \pm 0,34$	$-1,74 \pm 0,39$	6
Kramfors	$-1,66 \pm 0,29$	$-1,66 \pm 0,20$	9

Rma- ja lm-sovitusten välillä on Suomen asemilla lähes $0,2 \mu\text{Gal/a:n}$ ero, mutta Ruotsin asemilla vain $0-0,02 \mu\text{Gal/a:n}$ ero. Sovitusten välisiin eroihin vaikuttavat ennen kaikkia epävarmuuksien suuruudet sekä se, onko yksittäisiä poikkeavia havaintoja kompensoimassa mahdollisimman läheisellä ajanhetkellä muita havaintoja. Esimerkiksi Vaasa AB:n asemalla tehtiin vuosina 1996–2002 vain yksi mittaus ja se oli poikkeava havainto verrattuna edeltäviin ja seuraaviin havaintoihin.

Taulukossa 4 on huomioitu taulukossa 3 käytetyistä mittauksista vain ne, joiden epävarmuus on pienempi tai yhtä suuri kuin $3 \mu\text{Gal}$. Erityisesti Vaasan asemien mittauksiin tällä rajauksella on merkitystä, sillä Vaasa AA:n tapauksessa poistettiin seitsemän mittausta ja Vaasa AB:ssä kaksi. Rajauksen jälkeen molemmissa kohteissa rma- ja lm-sovitusten väliset erot pienenevät minimaalisiksi. Sovitusmenetelmistä muutosta tapahtui enemmän lm-menetelmällä. Tämä johtuu siitä, että mikäli suuren epävarmuuden omaavien mittausten joukossa on virheellisiä tuloksia, niin lm-sovitus antaa näillekin mitatuille tuloksille suuremman painoarvon kuin rms-sovitus. Kun tällaiset mittaukset jätetään pois, tämä haaste pienenee.

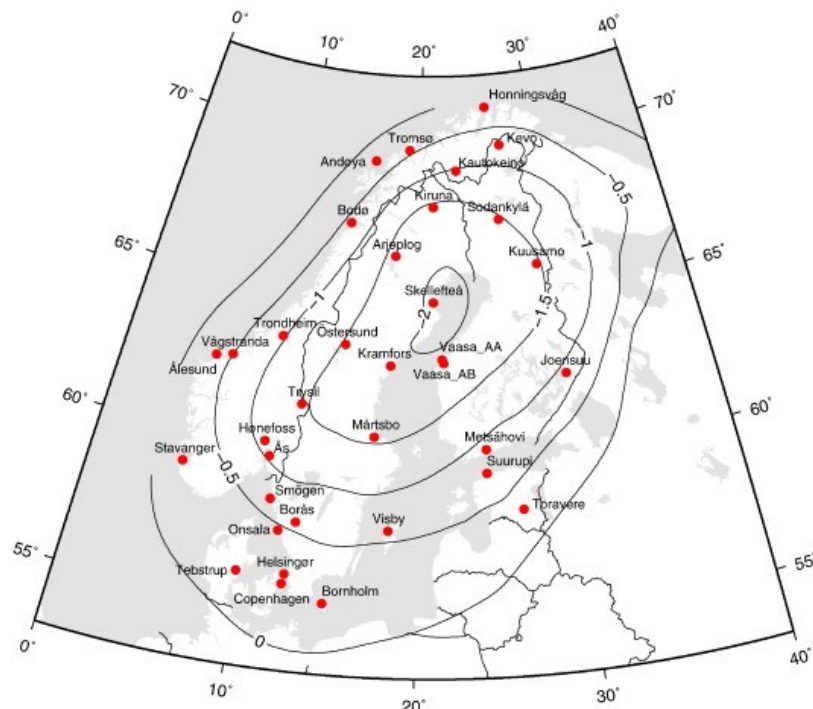
Tulosten vaihtumisen myötä Ratanissa ja Skellefteåssa muutos on lähes yhtä nopeaa kuin Vaasa AA:ssa, joten taulukon 4 tulokset ovat täten taulukon 3 tuloksia yhteneväisempiä Steffenin ym. (2009) painovoiman muutosjakaumakartan (ks. kuva 12) kanssa. Kartassa näytetään, missä päin Pohjois-Eurooppaa painovoiman muutos on ollut nopeinta ja missä hitainta. Tässä työssä lasketut painovoiman muutostrendit poikkeavat kartassa olevista luvuista. Poikkeama johtuu siitä, että kartan painovoimakäyrät on luotu muuntamalla geometriset korkeuskäyrät Ekmanin ja Mäkisen (1996) laskemalla muunnoskerroin $-0,204 \mu\text{Gal/mm}$. Tilanne ei siis vastaa todellista painovoiman muutosnopeutta. Tämän lisäksi muunnoskerroin on kyseisen julkaisun jälkeen havaittu olevan todellisuudessa itseisarvoltaan pienempi

(Olsson ym. 2019). Itseisarvoltaan liian suuri muunnoskerroin johtaa kyseisessä kuvassa liian suuriin painovoimalukuihin. Käyrien rajaamat alueet kuitenkin osoittavat, missä painovoiman muutos on ollut nopeinta ja missä hitainta. Kartan mukaan kaikki tämän työn asemat ovat erittäin lähellä voimakkaimman muutoksen aluetta, mutta painovoiman väheneminen on nopeinta Skellefteåssa ja Ratanissa. Vaasa AA:n, Vaasa AB:n ja Kramforsin painovoima-asetat jäävät kartalla voimakkaimman muutoksen alueen ulkopuolelle. Vaasa AA:ta lukuun ottamatta tulokset ovat yhteneviä kartan kanssa. Vaasa AA:n korkeamman arvon mahdollisiin tekijöihin palataan pian.

Tähän asti on tutkittu sekä rma- että lm-sovituksia, jotta havaitaan näiden kahden ero myös käytännössä. Lopullisia tuloksia ratkaistessa rma-sovitusta parempi ja realistisempi vaihtoehto, sillä siinä on huomioituna mittauksille annetut epävarmuudet. Lisäksi valitaan korkeintaan 3 μGal :n epävarmuuden sisältävien mittauksen trendi, sillä kaikkein epävarmimmat mittaukset on karsittu datasta tällöin pois, mutta mittauksia ei kuitenkaan ole jouduttu karsimaan liikaa. Kun luotettavat tulokset on saavutettu, tutkitaan, mikä on painovoiman ja korkeuden muutoksien välinen yhteys. Tämä tapahtuu laskemalla suhdeluku

$$\dot{g}/\dot{h}, \quad (5)$$

missä \dot{g} on painovoiman muutoksen suuruus yksikössä $\mu\text{Gal}/\text{a}$ ja \dot{h} on vertikaalikomponentin muutoksen suuruus yksikössä mm/a . Suhdeluvun yksikkö tulee täten olemaan $\mu\text{Gal}/\text{mm}$.



Kuva 12 Painovoiman muutosten suuruudet näyttävä kartta (Steffen ym. 2009). Yksikkönä on $\mu\text{Gal}/\text{a}$.

Taulukko 5 Suhdeluvun laskeminen kaavan (5) mukaan absoluuttipainovoiman ja GPS-menetelmän aikasarjoista. Sarakkeet vasemmalta lähtien ovat aseman nimi, tarkimpien mitausten rma-trendi taulukon 4 mukaisesti, GPS-havaintojen trendi (ks. alaluku 5.1) sekä näiden välinen suhdeluku.

Mittausasema	\dot{g} ($\mu\text{Gal/a}$)	\dot{h} (mm/a)	\dot{g}/\dot{h} ($\mu\text{Gal/mm}$)
Vaasa AA	-1,76	9,16	-0,192
Vaasa AB	-1,60	9,04	-0,177
Skellefteå	-1,80	10,33	-0,174
Ratan	-1,74	9,81	-0,177
Kramfors	-1,66	9,78	-0,170

Taulukko 6 Painovoiman muutostrendit maannousunopeuksiksi muunnettuna. Painovoimien suuruudet on muutettu maannousuarvoiksi Olssonin ym. (2015) mukaisella suhdeluvulla -0,163 $\mu\text{Gal/mm}$. Alkuperäiset eli ellipsoidin suhteen ilmoitetut maannousunopeudet on ilmoitettu pyöristysvirheiden välttämiseksi poikkeuksellisesti kahden desimaalin tarkkuudella ja vasta geoidin suhteen annetut arvot on pyöristetty yhden desimaalin tarkkuudelle, kuten muuallakin tässä työssä. Muunnokseen on käytetty kaavaa (4).

Asema	\dot{g} ($\mu\text{Gal/a}$)	\dot{h}_{AG} (mm/a)	\dot{H}_{AG} (mm/a)
Vaasa AA	-1,76	10,80	10,2
Vaasa AB	-1,60	9,82	9,2
Skellefteå	-1,80	11,04	10,4
Ratan	-1,74	10,67	10,0
Kramfors	-1,66	10,18	9,6

Yleisesti kaavan (5) antama suhdeluku koostuu viskoosista eli viivästyvästä signaalista ja elastisesta eli välittömästä signaalista. Kuten todettua, Korkearannikon ja Merenkurkun alueilla on ollut jääkaudenaikainen jäätikkö, joka sittemmin kuitenkin on sulanut kauan sitten pois. Tästä syystä jään sulaminen ei tuota elastista signaalia suhdelukuun. Mikäli mitattava piste sijaitsee meren välittömässä läheisyydessä, merentason vaikutukset voivat aiheuttaa hieman elastista signaalia. Alueen asemista Vaasa AA on lähimpänä merenrantaa, 700–900 metrin päässä, mutta meren vaikutuksen suuruutta siellä on vaativaa arvioida, joten asian tarkempi käsittely sivuutetaan tässä työssä. Täten asemien suhdelukua tarkastellessa oletetaan kaavassa (5), että koko suhdeluku koostuu ainoastaan maanpinnan liikkeestä eli viskoosista signaalista. (Olsson ym. 2015.)

Suhdeluku lasketaan etsimällä kullekin viidelle asemalle oma suhdeluku ja vertaamalla niitä keskenään. Taulukosta 5 nähdään, että suhdeluvut ovat Vaasa AA:ta lukuun ottamatta välillä -0,177 – -0,170 $\mu\text{Gal/mm}$, kun taas Vaasa AA:ssa se on -0,192 $\mu\text{Gal/mm}$. Tämän eron syytä ei kuitenkaan tiedetä. Taulukossa on syytä huomata myös, että siinä on käytetty Vaasa AA:lle GPS-menetelmän lukemaa 9,16 mm/a, sillä aiempien vaaituksen perusteella on havaittu Vaasa AA:n maannousun olevan 0,12 mm/a nopeampaa kuin Vaasa AB:n maannousun (Mirjam Bilker-Koivula kirj. ilm. 15.3.2019). Tätä lukemaa ei kuitenkaan käytetä tulevaisuissa luvuissa Vaasa AA:n GPS-aseman puutteen vuoksi.

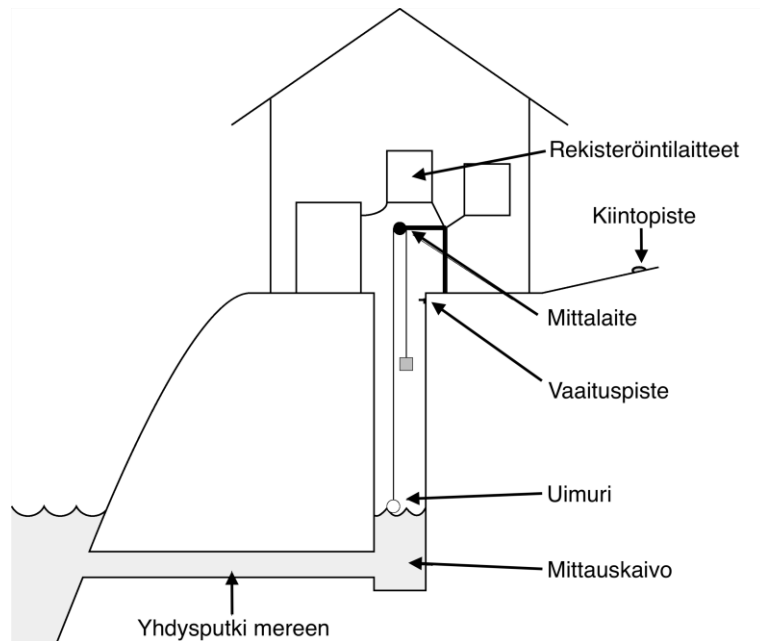
Koska asemat on otettu pieneltä alueelta ja niitä on vain viisi, on hyvä verrata tuloksia kirjallisuudesta löytyviin tuloksiin. Kaksi viimeaikaista Fennoskandian alueen painovoiman muutoksen ja maannousun suhdelukua käsittelevää tutkimusta ovat Pettersenin (2011) ja Olssonin ym. (2015) tekemiä. Pettersen käytti 13 eri asemaa Suomessa, Ruotsissa ja Norjassa ja laski suhdeluvun olevan välillä $-0.22 - -0.17 \mu\text{Gal}/\text{mm}$. Olsson ym. (2015) puolestaan käyttivät Fennoskandian alueella kuutta eri asemaa Suomessa ja Ruotsissa, mutta asemat sijaitsivat maantieteellisesti hajautetummin kuin tämän työn asemat. He mainitsivat suhdeluvun itseisarvon pienenevän kuljettaessa voimakkaimman maannousun alueelta kohti maannousualueen reunaa. Fennoskandian alueen kattavaksi suhdeluvun arvoksi tutkimuksessa saatiin $-0,163 \mu\text{Gal}/\text{mm}$. Luvusta huomataan, että se on samaa suuruusluokkaa niin sanotussa Bouguer-mallissa käytetyn suhdeluvun kanssa, vaikka Bouguer-mallin tilanteen ei voidakaan osoittaa vastaavan Olssonin ym. käyttämien asemien tilannetta. Mallin mukainen suhdeluku on käytettävästä ylävaipan tiheydestä riippuen noin $-0,16 - -0,17 \mu\text{Gal}/\text{mm}$. Vermeer (2019) kirjoittaa opetusmateriaalissaan, että Bouguer-mallissa maankuoren kohotessa ylävaipan massaa virtaa maankuoren alle täyttämään maannousussa vapautunutta tilaa. (Gitlein 2009, Vermeer 2019.)

Myös edellä mainittu suhdeluvun muutos ja tämän työn pienen alueen otos selittävät edellä mainittujen arvojen ja taulukon 5 arvojen eron, sillä tässä työssä käytetään vain voimakkaimman maannousun aluetta lähellä olevia asemia. Laajemmasta otannasta johtuen voidaan Olssonin ym. (2015) arvoa pitää luotettavampana kuin tässä työssä edellä laskettuja arvoja.

Olssonin ym. (2015) laskemaa suhdelukua käyttäen taulukon 5 painovoiman muutostrendit muunnetaan maankohoamisnopeuksiksi taulukossa 6. Koska suhdeluku on muodostettu absoluuttigravimetreillä mitattujen painovoiman muutostrendien ja GPS:llä mitattujen absoluuttisten korkeusarvojen muutostrendien suhteena, saadaan tulokseksi absoluuttinen korkeudenmuutosarvo, kun jaetaan painovoiman muutosarvot suhdeluvulla. Tästä syystä muunnetuista arvoista täytyy vähentää geoidin nousun vaikutukset havaintoihin kaavaa (4) käyttämällä, kuten tehtiin GPS-havainnoillekin. Tämän myötä on saatu laskettua absoluuttipainovoimamittausten mukaiset arvot maannousulle. Taulukosta 6 nähdään, että absoluuttigravimetrian mukaan maannousu on tämän työn painovoima-asemista nopeinta Skellefteåssa ja hitainta Vaasa AB:n asemalla.

5.3 Mareografien aikasarjat

Mareografi on mittausasema, joka havainnoi jatkuvasti meriveden korkeutta. Yhdysputki yhdistää meren sekä mareografirakennuksen sisällä olevan kaivon. Sen tehtävä on poistaa aallokon vaikutukset merenpinnan korkeuteen. Uimuri kelluu mittauskaivossa ja se liikkuu ylös- ja alaspäin merenpinnan muutosten myötä. Sen liike välittyy rekisteröintilaitteelle. Mittalaitteella havaitaan merenpinnan korkeus. Jotta mareografin mittaustarkkuus saadaan varmistettua, Ilmatieteen laitoksen mukaan mareografi vaaitaan kerran vuodessa kiintopisteeseen. Vaaitukseen tarvitaan myös vaaituspistettä (ks. kuva 13). (Ilmatieteen laitos 2016.)



Kuva 13 Mareografin rakenne (Maaria Nordmanin suostumuksella 26.2.2019, muokattuna). Kuvassa esiintyvien mareografin osien merkitys selitetään alaluvussa 5.3.

Mareografien ylläpidosta vastaavat Suomessa IL:n (*Ilmatieteen laitos*) Merentutkimus-yksikkö ja Ruotsissa SMHI (ruots. *Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut*). Ne toimittavat mittaustulostensa kuukausi- ja vuosikeskiarvot PSMSL:lle (engl. *Permanent Service for Mean Sea Level*, suom. *Pysyvä palvelu merenpinnan keskikorkeutta varten*). PSMSL siirtää tämän jälkeen keskiarvot omaan koordinaattijärjestelmäänsä, jotta eri maiden viranomaisten tuloksia voidaan verrata keskenään. (PSMSL 2017.) PSMSL on tietokanta, joka on perustettu vuonna 1933. Se on sijainnut perustamisestaan lähtien Liverpoolissa, Yhdistyneessä kuningaskunnassa. Sen perustamistavoitteena oli tarjota maailmanlaajuinen tietokanta pitkällä aikavälillä hankituille merenpintatiedoille sekä kattavampi palvelu merenpinnan korkeutta käsittelevälle yhteisölle. (Rickards ym. 2014.)

PSMSL:llä oleva tietoaaineisto sekä tähän liittyvät lisätiedot ovat käyttäjälle ilmaisia, ja aineistot ovat saatavilla koko maailman tiedeyhteisölle (Rickards ym. 2014). Sivustolla on saatavissa kustakin havaintoasemasta muun muassa näiden tarkat koordinaatit, mahdollisten mittauskatkojen ajankohdat sekä mittaustulokset. Mittaustuloksista voi valita sekä kuukausi- että vuosikeskiarvon kullekin asemalle, jolloin valitut keskiarvot näkyvät aseman kaikille saatavilla oleville ajankohdille. Vuosittainen data on laskettu ottamalla kuukausidatasta vuosikeskiarvo jokaiselle kalenterivuodelle, joka sisältää kuukausikeskiarvon vähintään 11 kalenterikuukaudelle. Lisäksi sivustolla voi tarkastella sekä kuukausittaisen että vuosittaisen datan kuvaajia. Kuvaajissa ei ole esimerkiksi merenpinnan korkeuden muutoksen trendilukemia, mutta siitä on mahdollista nähdä kokonaisuus koko mittaushistorian aikana.

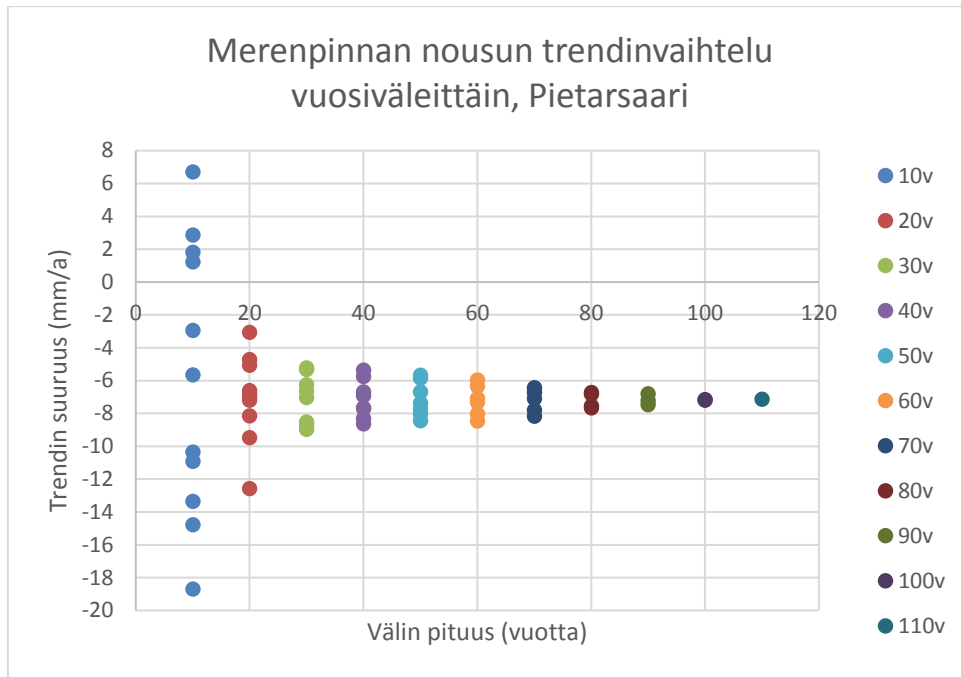
5.3.1 Suomen mareografiaineistot

Tässä työssä käytetään Suomen alueelta kolmen eri havaintoaseman merenpinnan korkeuden mittaustuloksia, sillä kyseiset asemat sijaitsevat lähimpinä työssä käsiteltävää aluetta. Kun havaintoasemat ovat riittävän lähellä toisiaan ja työssä käsiteltyä aluetta, meren voi olettaa käyttäytyvän samalla tavalla ja olevan samankaltainen ominaisuuksiltaan. Vaasan Vaskiluodon havaintoaseman sijainti on merenkorkeuden mittausasemien välisessä vertailussa lähimpänä maailmanperintökohteen Suomen puoleista aluetta, noin 10 kilometrin etäisyydellä idän suunnassa. Vaskiluodon lisäksi Kaskisten Ådskär (noin 50 kilometriä etelään) sekä Pietarsaaren Leppäluoto (noin 50 kilometriä koilliseen) ovat riittävän lähellä, jotta niitä voidaan hyödyntää tässä työssä.

Kaikissa kolmessa havaintopaikassa on mittauspisteen sijainti vaihtunut hieman 1900-luvun alkupuolella, mutta tässä työssä käytetään vain uusimpien asemien mittaustuloksia. Kuten alaluvussa 4.1 on mainittu, mareografimenetelmää on tehty Itämerellä noin 1890-luvulta alkaen. Tästä alkaen vähitellen mareografit ovat syrjäyttäneet vanhoja merenpinta-asteikoita (Ekman 2009). Tämän myötä mareografienn määrää on lisääntynyt.

Työssä on käytetty PSMSL-tietokannasta saatavaa vuosittaista dataa, sillä se ei ole kuukausittaisesta datasta otettavasta keskiarvosta johtuen yksittäisille muutoksille niin herkkä kuin kuukausittainen data. Vaasassa on ollut mareografi vuodesta 1922 alkaen, mutta mittaustuloksia muilla menetelmillä on saatu jo vuodesta 1883 lähtien. Kaskisista on saatu tuloksia vuodesta 1926 lähtien, alusta alkaen mareografilla. Pietarsaareissa puolestaan mareografi on asennettu vuonna 1922, mutta mittaustuloksia on saatu jo vuodesta 1914 alkaen. Kaikilla Suomen havaintoasemilla vuosittaista dataa saatiin tietokannasta mittaustulosten alkamisen jälkeisestä vuodesta lähtien vuoteen 2017 asti. Mikäli havaintoja on joinain vuosina tullut vuosikeskiarvon mielekkään laskemisen kannalta liian vähän tai ei ollenkaan, näistä vuosista ei ole saatavilla vuosikeskiarvoa, joten niitä ei täten huomioida trendinlaskussakaan. Liitteessä 1 olevat taulukot kaikista vuosivälien trendiarvoista sisältävät arvot yhden desimaalin tarkkuudella, sillä kyseinen suuruusluokka on sopiva ja mielekäs tämän työn aiheen kontekstissa. Tässä alaluvussa olevien kuvaajien analyysit sekä tiivistetyt taulukot on tehty samalla tarkkuudella.

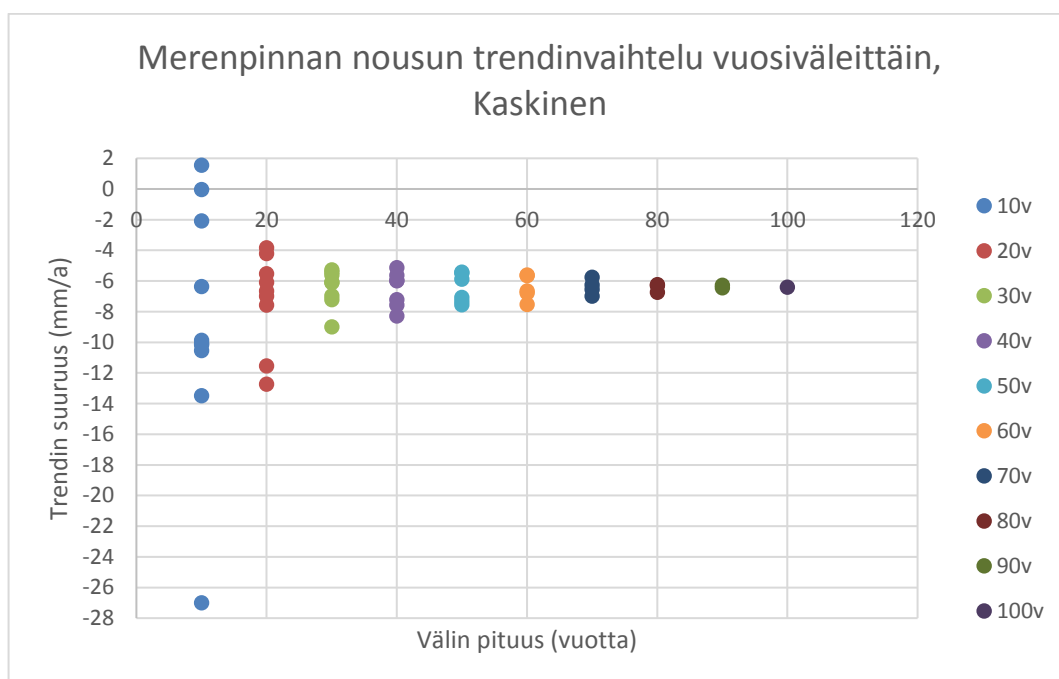
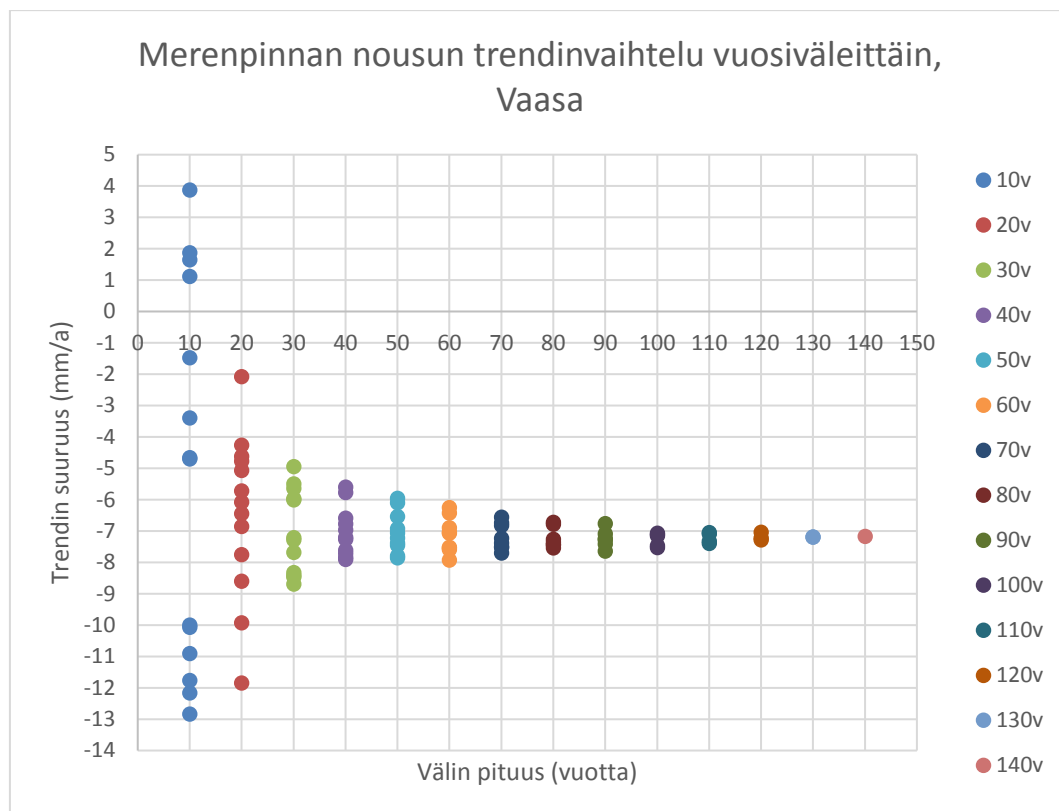
Kuvat 14 ja 15 näyttävät merenpinnan korkeuden muutostrendin vaihtelua kolmella Suomen havaintoasemalla eri vuosivälien pituuksia käytettäessä. Vuosivälillä tarkoitetaan tässä yhteydessä sitä, miltä ajanjaksolta mittaustulokset huomioidaan. Vaaka-akselina on käytetty vuosivälin pituutta ja pystyakselina merenpinnan nousun muutostrendiä kullakin vuosivälillä. Täten esimerkiksi Pietarsaaren kuvaajassa (ks. kuva 14) x-akselin arvo 90 koostuu vuosiväleistä 1910–1999, 1920–2009 ja 1930–2019. Vuosivälien päätepisteet on valittu tasavuosikymmenittäin sen mukaan, miten kauan havaintoasemilta on saatu mittaustuloksia. Esimerkiksi Vaasasta on saatu tuloksia vuodesta 1884 alkaen. Tällöin ensimmäinen tutkittava 10 vuoden trendi kattaa teoriassa vuodet 1880–1889 mutta käytännössä vuodet 1884–1889.



Kuva 14 Merenpinnan nousun trendinvaihtelu vuosivälien pituuksien mukaan Pietarsaarella. Vaaka-akselina välin pituus ja pystyakselina merenpinnan korkeuden muutostrendin suuruus. Kuvaajasta havaitaan, että mitä pidempää vuosiväliä käytetään, sitä pienemmäksi trendinvaihtelu muuttuu.

Kuvista voi havaita, miten eri vuosikymmenien väliset trendit tasaantuvat, kun käsitellään pidempää vuosiväliä. Pietarsaaren havaintoasemalla (ks. kuva 14) 10 vuoden trendit vaihtelevat 18,7 millimetrin vuosittaisesta merenpinnan korkeuden laskusta 6,7 millimetrin vuosittaiseen nousuun. Jo 40 vuoden trendit vaihtelevat enää 5,4 mm/a:n laskusta 8,6 mm/a:n laskuun. Tähän on syynä se, että mitä pidemmältä aikaväliltä otetaan mittaustuloksia mukaan trendinlaskentaan, sitä pienempi mahdollisuus yksittäisellä tuloksella on vaikuttaa kokonaistulokseen. Myös Vaasan ja Kaskisten havaintoasemien mittaustuloksissa nähdään Pietarsaaren tavoin trendinvaihtelun selkeä pieneneminen. Kuvasta 15 havaitaan, että Vaasassa trendi muuttuu 10 vuoden vuosivälistä siirryttäessä 40 vuoden vuosiväliin jakaumasta -12,8 – 3,9 mm/a jakaumaan -7,9 – -5,6 mm/a ja Kaskisissa (ks. kuva 15) jakaumasta -27,0 – 1,6 mm/a jakaumaan -8,3 – -5,1 mm/a.

Tämän työn taulukoissa Suomen mareografiasemat jaetaan kahteen aika-alueeseen, joista ensimmäisen aloitusvuosi on 1920 ja jossa tarkastellaan Pietarsaaren ja Vaasan asemia. Toinen aika-alue alkaa vuodesta 1930, ja siinä tarkastellaan Pietarsaaren ja Vaasan asemien lisäksi myös Kaskisten asemaa. Syy tähän jaotteluun on siinä, miten aikaisin kunkin aseman dataa on tuotettu. Pietarsaaren ja Vaasan trendejä vertaillaan keskenään Kaskista pidemmältä aikaväliltä, sillä niissä mittauksia on tehty Kaskista aiemmin ja koska kuvaajat 14 ja 15 näyttivät pidemmän vuosivälin olevan luotettavampi kuin lyhyemmän. Toinen aika-alue puolestaan aloitetaan vuodesta 1930, jotta kaikkia kolmea käytettävää Suomen mareografiasemaa voidaan verrata keskenään.



Kuva 15 Merenpinnan nousun trendinvaihtelu vuosivälien pituuksien mukaan Vaasassa (ylhäällä) ja Kaskisissa (alhaalla). Muut tiedot ovat kuten kuvassa 14.

Taulukko 7 Pietarsaaren ja Vaasan merenpinnan korkeuksien muutostrendien vertailut 1920-luvulta alkaen. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Vuosiluku/asema	Pietarsaari	Vaasa
1920–1969	-8,4	-7,8
1920–1979	-8,5	-7,9
1920–1989	-7,8	-7,5

Taulukko 8 Pietarsaaren, Vaasan ja Kaskisten merenpinnan korkeuksien muutostrendien vertailut 1930-luvulta alkaen. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Vuosiluku/asema	Pietarsaari	Vaasa	Kaskinen
1930–1969	-7,7	-6,8	-7,2
1930–1979	-8,0	-7,4	-7,3

Alaluvussa 4.2 kerrottiin, että esimerkiksi Ekman & Mäkinen (1996) ja Lambeck ym. (1998) sisällyttivät merenpinnan eustaattisen nousun analysointiin vuodet vuoteen 1991 asti. Tähän oli syynä se, että länsituulet ovat 1990-luvulta alkaen johtaneet tavallista korkeampiin merenpinnan korkeuksiin (Ekman 2009). Johansson ym. (2014) mainitsevat kuitenkin keskivedenkorkeuden olleen epätavallisen korkealla jo 1980-luvulla, joten tässä työssä suositaan tuloksissa vain vuoteen 1979 asti ulottuvia trendejä. Taulukkoon 7 on sisällytetty kuitenkin myös 1980-luvun esimerkinomaisesti vertailua varten.

Alaluvussa 4.1 kerrottiin, että Itämeren pohjoisosassa on eteläosaa voimakkaampi maanpinnan nousu, joten voidaan olettaa, että vastaavasti pohjoisosassa merenpinnan korkeus muuttuu voimakkaammin kuin eteläosassa. Taulukon 7 trendeistä voi havaita, että samoja vuosivälejä käytettäessä Pietarsaassa on suurempi muutostrendi itseisarvoltaan kuin Vaasassa. Sekä vuosina 1920–1969 että 1920–1979 ero on 0,6 mm/a. Ero ei ole suuri, mutta keskinäinen suuruusjärjestys on oletuksen mukainen. Kyseisestä taulukosta voi myös huomata aiemmin tässä alaluvussa mainitun 1980-luvulta alkavan epätavallisen korkean merenpinnan keskikorkeuden, sillä otettaessa myös 1980-luku mukaan vuosiväliin, muutostrendi hidastuu merkittävästi. Yhden vuosikymmenen lisääminen on niin pieni aika, että muitakin syitä vaikuttanee asiaan, mutta tämä on yksi merkittävä syy muutoksen takana. Koska 1980-lukua ei tulla huomioimaan tuloksissa, jätetään se tulevista taulukoista pois.

Toisessa aika-alueessa tutkitaan Pietarsaaren ja Vaasan lisäksi myös Kaskisten havaintoaseman tuloksia. Tästä syystä vuosivälien aloituspisteet ovat myöhemmät kuin ensimmäisessä aika-alueessa; kyseiseen tarkoitukseen käytetään taulukossa 8 vuosia 1930–1969, 1930–1979. Taulukosta nähdään, että sekä Pietarsaaren että Vaasan absoluuttiset muutosarvot ovat hieman pienempiä kuin taulukossa 7, jossa otettiin myös 1920-luku huomioon. Tämä on seurausta siitä, että vertailussa olevien vuosikymmenten kattamalla ajanjaksolla muutos sekä Pietarsaassa (-14,8 mm/a) että Vaasassa (-12,2 mm/a) on 1920-luvulla kaikkein nopeinta (ks. liite 1), joten kyseisen vuosikymmenen jäädessä pois tarkastelusta on myös muutos hitaampaa. Pietarsaassa on kuitenkin muutos tälläkin aika-alueella nopeinta. Vaasassa puolestaan muutos on vuosina 1930–1969 hitaampaa kuin Kaskisissa, mutta vuosina 1930–1979 nopeampaa. Jälkimmäisessä tapauksessa ero on minimaalinen, mutta suuruusjärjestys oletuksien mukainen tästä huolimatta.

Taulukko 9 Pietarsaaren, Vaasan ja Kaskisten merenpinnan korkeuksien muutostrendien lopulliset vertailut. Kaikki luvut on otettu taulukoista 7 ja 8 ja niiden yksikkö on mm/a.

Vuosiluku/asema	Pietarsaari	Vaasa	Kaskinen
1920–1979	-8,4	-7,8	–
1930–1979	-8,0	-7,4	-7,3

Otattaessa huomioon sekä taulukon 7 että 8 luvut nähdään niiden olevan hieman erilaisia keskenään. Koska pitkä aikasarja on luotettava ja jotta Kaskinen saadaan mukaan, voidaan Suomen mareografihavaintojen muutostrendeille tiivistää taulukon 9 mukaiset luvut. Taulukosta 9 havaitaan, että Pietarsaassa vuosina 1920–1979 on merenpinnan muutoksen suuruus ollut -8,4 mm/a ja Vaasassa -7,8 mm/a. Kaskisten aseman datasta ei aiemmin 1920-luvun havaintojen vähäisyyden vuoksi ole mielekästä laskea trendiä kyseiselle vuosivälille. Vuosina 1930–1979 puolestaan Pietarsaassa merenpinnan korkeuden muutostrendin suuruus on ollut -8,0 mm/a, Vaasassa -7,4 mm/a ja Kaskisissa -7,3 mm/a. Näitä lukuja käsitellään alaluvussa 5.3.3.

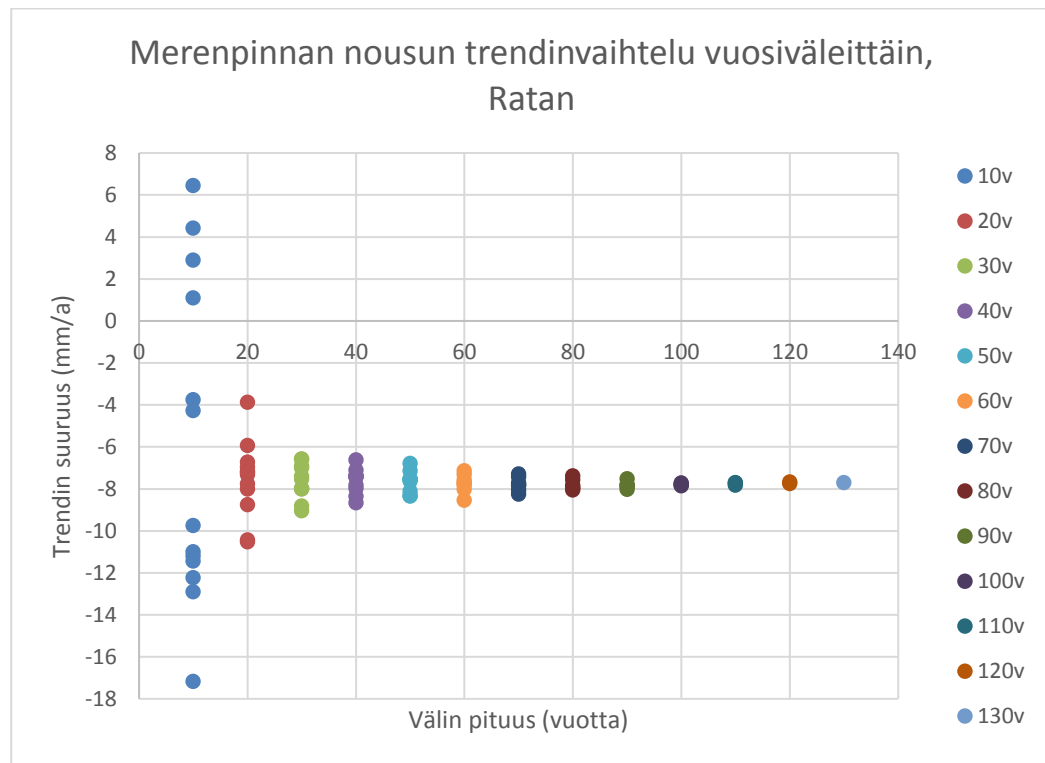
5.3.2 Ruotsin mareografiaineistot

Suomen alueen lisäksi tässä työssä käytetään Ruotsin puolella viittä havaintoasemaa, joissa on mitattu merenpinnan korkeutta. Ruotsin havaintoasemista Skagsudden asema sijaitsee aivan maailmanperintökohteen Ruotsin puoleisen alueen koillisreunalla. Lisäksi käytetään alueen ulkopuolella olevia Furuögrundin, Spikarnan, Draghällanin ja Ratanin havaintoasemia. Näistä Spikarnan havaintoasema sijaitsee vain alle puolen kilometrin päässä Draghällanin asemasta. Draghällanin aseman mittaukset on lopetettu vain alle vuoden aiemmin kuin Spikarnan aseman mittaukset on aloitettu, eli täten myöskään nämä kaksi asemaa eivät ole olleet samaan aikaan toiminnassa. Näistä syistä johtuen tässä työssä näitä kahta asemaa voidaan käsitellä tulosten osalta samana asemana nimellä Draghällan/Spikarna. Draghällan ja Spikarna sijaitsevat hieman yli 50 kilometriä maailmanperintöalueen eteläisestä rajasta lounaaseen. Ratan puolestaan on noin 125 kilometriä alueen pohjoisesta rajasta koilliseen. Jotta saadaan havaintoja usealta eri asemalta ja koska ei ole olemassa muita maailmanperintöaluetta lähempänä olevia havaintoasemia, hyödynnetään sitäkin.

Furuögrundissa on saatu vuosikeskiarvoja vuosina 1916–2017, Ratanissa vuosina 1892–2017, Skagsuddessa vuosina 1989–2017, Draghällanissa vuosina 1898–1967 ja Spikarnassa vuosina 1969–2017. Mittaushistorian pituuksista nähdään, että Skagsuddessa on saatu mitaustuloksia vasta viimeisimmiltä vuosikymmeniltä. Tästä syystä maanpinnan nousun suuruutta tutkittaessa sen tuloksia ei voida pitää luotettavina ja asemaa ei käsitellä enempää tässä luvussa. Skagsudden aseman tuloksia hyödynnetään kuitenkin merenpinnan eustaattisen nousun arvon määrittystä tehtäessä. Se määritetään alaluvussa 6.1, kun mareografien mitaustuloksia sekä maannousumallin antamia tuloksia verrataan toisiinsa.

Ratanin havaintoaseman tuloksista ja kuvaajasta (ks. kuva 16 ja liite 2) nähdään, että trendijakauma muuttuu siellä 10 vuoden vuosivälillä siirryttäessä 40 vuoden vuosiväliin vaihteluvälillä -17,2 – 6,5 mm/a väliin -8,4 – -6,6 mm/a. Furuögrundissa trendijakauma puolestaan

muuttuu vastaavilla vuosiväleillä vaihteluvälistä -16,6 – -6,7 mm/a vaihteluväliin -9,9 – -6,3 mm/a ja Draghällan/Spikarnan havaintoasemalla (ks. liite 2) vaihteluvälistä -13,5 – 42,0 mm/a vaihteluväliin -8,8 – -1,7 mm/a. Draghällan/Spikarnan havaintoasemalla myös 40 vuoden jakauma on laaja, mutta jätettäessä mittaukset lyhyeksi aikaa katkaiseva 1960-luku huomiotonta havaitaan vaihteluvälin olevan vain -8,8 – -6,2 mm/a. Täten kaikkien näiden asemien kohdalla nähdään, että ero supistuu merkittävästi, kun käsiteltävät vuosivälit kasvavat. Näin ollen tulosten luotettavuuden kannalta on tässäkin tapauksessa parempi käyttää niin laajoja vuosivälejä kuin kussakin yhteydessä on mahdollista.



Kuva 16 Merenpinnan nousun trendinvaihtelu vuosivälien pituuksien mukaan Ratanissa. Muut tiedot ovat kuten kuvassa 14.

Ratanin ja Draghällan/Spikarnan asemien vertailussa käytetään taulukossa 10 vuosivälejä 1900–1969, 1900–1979 sekä 1910–1969 ja 1910–1979. Siellä ei ole Furuögrundia, sillä sen ensimmäinen vuosikeskiarvo on vasta vuodelta 1920. Tästä syystä sitä tutkitaan vasta alaluvussa 5.3.3, jossa tarkastellaan hieman myöhäisempiä vuosivälejä, jolloin Suomen ja Ruotsin asemien muutostrendejä voidaan vertailla keskenään. Taulukosta nähdään, että otettaessa 1970-luku vuosiväliin mukaan Ratanin muutostrendin itseisarvo kasvaa hieman ja Draghällan/Spikarnan puolestaan pienenee selvästi. Pisintä vuosiväliä (1900–1979) priorisoitaessa voidaan todeta, että Ratanin muutostrendi on -8,1 mm/a ja Draghällan/Spikarnan -6,6 mm/a. Lisäksi havaitaan, että Draghällan/Spikarnan asemalla muutostrendin vaihtelu on suurempaa kuin Ratanin. Tähän saattavat olla syynä mahdolliset alun mittaus- ja siirtymishäiriöt johtuen 1960-luvun lopulla tapahtuneesta Draghällanin aseman vaihtumisesta Spikarnan asemaksi. Toinen samaan vaihdokseen liittyvä potentiaalinen virhe on se, että mahdollisesti molempia

asemia täytyisi käsitellä itsenäisinä. Näin on toisaalta likipitäen tehtykin datoissa, jotka loppuvat vuoteen 1969, sillä Spikarnan aseman tulokset alkavat vuodesta 1969, joten vaikutus ei ole merkittävä. Tästä osoituksena mainittakoon, että Draghällanin aseman omat muutostrendit vuosille 1900–1967 ja 1910–1967 ovat -7,8 mm/a ja -8,1 mm/a (ks. liite 2), joten ero on vain 0,1 mm/a verrattuna yhteisiin vuosiväleihin 1900–1969 ja 1910–1969.

Taulukko 10 Ruotsin asemien merenpinnan korkeuksien muutostrendien vertailut 1900- ja 1910-luvuilta alkaen.

Vuosiluku/asema	Ratan (mm/a)	Draghällan/Spikarna (mm/a)
1900–1969	-7,8	-7,7
1900–1979	-8,1	-6,6
1910–1969	-8,0	-8,0
1910–1979	-8,3	-6,5

5.3.3 Suomen ja Ruotsin mareografiasemien vertailu

Kun Suomen ja Ruotsin mareografidatoja on tarkasteltu erikseen, verrataan dataa toisiinsa. Taulukossa 11 on esitetty Suomen ja Ruotsin asemien trendit neljälle eri vuosivälille, kun on käytetty vuosivälejä 1920–1969, 1930–1969, 1920–1979 ja 1930–1979. Kuten alaluvussa 5.3.2 toisilla vuosiväleillä havaittiin, on Draghällan/Spikarnassa vuosiväli erittäin vaihteleva, etenkin otettaessa myös 1970-luku mukaan. Kyseisessä alaluvussa on myös lueteltu mahdollisia syitä siihen. Muiden asemien osalta suurimman ja pienimmän trendiarvon ero on suurin Vaasassa, jossa se on enimmillään 1,0 mm/a, eli muilla asemilla ero ei ole yhtä merkittävä kuin Draghällan/Spikarnassa.

Jotta mareografihavainnoista saadaan laskettua mahdollisimman luotettava tulos maanpinnan havaitulle nousulle ja jätettyä suurimmat yksittäiset poikkeamat sivuun, lasketaan taulukon 11 trendien suuruuksista keskiarvo ja jätetään eniten siitä poikkeava havainto sivuun. Tämän jälkeen kolmesta jäljellä olevasta tuloksesta valitaan lopputulokseksi suuruudeltaan keskimäinen arvo eli mediaani. Poikkeuksena on Kaskinen, jossa on trendiarvoja neljän sijasta kaksi kappaletta, jolloin näistä on laskettu aritmeettinen keskiarvo. Lopulliset maanpinnan havaitun nousun arvot ovat taulukossa 12. Koska taulukossa on siirrytty merenpinnan korkeuden laskemisesta maanpinnan kohoamiseen, ovat negatiiviset arvot vaihtuneet positiivisiksi. Taulukon odottamattomin asia on Furuögrundin ja Draghällan/Spikarnan suuri nopeusero. Draghällan/Spikarnan kohoamisnopeus on matala ja Furuögrundin erityisen korkea.

Kun Suomen kolmen aseman arvoja verrataan alaluvussa 5.3.1 laskettuihin arvoihin, nähdään, että Pietarsaareissa ja Vaasassa on nyt saatu 0,4 mm/a korkeammat kohoamisnopeudet kuin aiemmin ja Kaskisissa sama nopeus kuin aiemmin. Ruotsin kahta asemaa, Ratania ja Draghällan/Spikarnaa puolestaan verratessa alaluvussa 5.3.2 laskettuihin arvoihin, nähdään, että Ratanissa on nyt saatu 0,2 mm/a korkeampi nopeus ja Draghällan/Spikarnassa 0,1 mm/a

korkeampi nopeus. Eroja siis on, sillä alaluvuissa käytettiin eri vuosivälejä. Samoja vuosivälejä tässä alaluvussa vertaillen tulokset ovat vertailukelpoisempia keskenään, joten jatkossa käytetään taulukon 12 arvoja.

Taulukko 11 Kaikkien mareografiasemien merenpinnan korkeuksien muutostrendien vertailut vuosiväleillä, joina mahdollisimman monessa on tehty mittauksia. Vuosilukuja lukuun ottamatta kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Vuosiluku/ asema	Furuögrund	Ratan	Draghällan/ Spikarna	Pietarsaari	Vaasa	Kaskinen
1920–1969	-9,8	-8,3	-8,0	-8,5	-7,8	–
1930–1969	-9,2	-7,8	-6,7	-7,7	-6,8	-7,2
1920–1979	-9,5	-8,5	-6,1	-8,4	-7,8	–
1930–1979	-9,0	-8,3	-4,5	-8,0	-7,4	-7,3

Taulukko 12 Lopulliset mareografihavainnoista lasketut trendiarvot havaitulle maanpinnan kohoamisnopeudelle. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Furuögrund	Ratan	Draghällan/Spikarna	Pietarsaari	Vaasa	Kaskinen
9,2	8,3	6,7	8,4	7,8	7,3

Kuten mainittua, mareografihavaintojen muutostrendit eivät ole absoluuttisia muutosarvoja, joten geoidin nousua ei tarvitse mareografimenetelmässä huomioda, toisin kuin edellä käsitellyissä, absoluuttisia arvoja tuottavissa GPS- ja absoluuttipainovoimamittauksissa. Täten kyseisiä maankohoamisnopeuksia voidaan jatkossa käyttää sellaisenaan alaluvussa 6.1, jossa mareografiaikasarjojen trendejä verrataan eustaattisen nousunopeuden arvion selvittämiseksi maannousumallin kanssa.

6 Maannousumalli ja tulevaisuus

Luvussa 5 käsiteltiin GPS:n, absoluuttigravimetrian ja mareografin avulla saatuja aikasarjoja. Tässä luvussa esitellään NKG:n uusin maannousumalli NKG2016LU ja sen tuottamat maanpinnan kohoamisnopeudet. Jotta aikasarjoista ja maannousumallin tuloksista saadaan maksimaalinen hyöty irti, yhdistetään lisäksi eri menetelmien aikasarjojen maannousuluvut keskenään.

6.1 Maannousumalli ja merenpinnan eustaattinen nousu

NKG:n geoidi- ja korkeusjärjestelmien työryhmä aloitti vuonna 2011 luoda päivitettyä ja samalla parannettua versiota vuoden 2005 maannousumalliin NKG2005LU. Edeltäjänsä tavoin uudesta versiosta tehtiin puoliempiirinen maannousumalli, mikä tarkoittaa, että se on empiirisen mallin ja geofysikaalisen mallin yhdistelmä. (Vestøl ym. 2016.)

Uusi, empiirinen malli on luotu ellipsoidin suhteen mitattujen GNSS-, eli tässä tapauksessa GPS-aikasarjojen, ja geoidin suhteen mitattujen vaaitusten avulla. Huomattava ero verrattuna NKG2005LU:ssa käytettyyn empiiriseen malliin on se, että uusi versio ei käytä mareografimenetelmää, toisin kuin edeltäjänsä. Tätä on perusteltu sillä, että merenpinnan nousun mahdolliset paikalliset vaihtelut olisivat hankalia eritellä maannousumallista. Myös tässä työssä hyödytään mareografimenetelmän sivuuttamisesta maannousumallissa, sillä täten mareografiaikasarjojen tuottamia maannousulukuja voidaan luotettavammin verrata maannousumalliin. Tämä nimittäin tuottaa maankohoamisnopeudet sekä ellipsoidin että geoidin suhteen. Mareografimenetelmän tulosten ja maannousumallin geoidin suhteen ilmoitettujen maankohoamisnopeuksien välillä täytyy huomioida lopuksi se, että maannousumalli ei sisällä merenpinnan eustaattista nousua. Maannousumallissa käytettävä geofysikaalinen GIA-malli (engl. *Glacial Isostatic Adjustment*) puolestaan perustuu muun muassa maanpinnan mallinnukseen ja jään sulamishistoriaan. Sen avulla voidaan selvittää geoidin nousun suuruus, jonka perusteella maannousumallin antamista absoluuttisista maannousunopeuksista saadaan laskettua nopeudet geoidin suhteen kaavan (2) esittämällä tavalla. Tämän myötä tässä työssä voidaan käyttää maannousumallin suoraan geoidin suhteen antamia maannousunopeuksia. (Vestøl ym. 2016.)

Taulukossa 13 näytetään maannousumallin tuottamat maannousunopeudet geoidin suhteen kaikille tässä työssä käytettäville asemille. Nopeudet on pyöristetty kahden desimaalin tarkkuudelle, mutta jatkossa käytetään aiempien taulukoiden tapaan vain yhtä desimaalia. Tähän on syynä yhdenmukaisuus eri mittausmenetelmien kanssa ja mielekäs tarkkuusaste. Tuloksista havaitaan, että maannousumallin mukaan maanpinnan kohoaminen on nopeinta Uumajassa, jossa maanpinta kohoaa geoidin suhteen nopeudella 9,6 mm/a. Pohjoisimmalla asemalla eli Furuögrundissa kohoamisnopeus on vain hieman hitaampaa, mutta etelään mentäessä kohoamisnopeus hidastuu huomattavasti voimakkaammin. Suomen asemien kohoamisnopeus on selvästi pienempi kuin Ruotsin voimakkaimman maannousun alueilla olevilla asemilla.

Taulukko 13 Maannousumalli NKG2016LU:n antamat maankohoamisnopeudet geoidin suhteen kaikille tässä työssä käytettäville asemille. Taulukossa on käytetty lyhennyksiä seuraavasti: GPS = GPS-asema, AG = absoluuttigravimetriasema ja M = mareografiasema.

Asema	NKG (mm/a)
Pietarsaari M	8,95
Vaasa AA AG	8,77
Vaasa M	8,79
Vaasa AB GPS+AG	8,64
Kaskinen M	8,31
Furuögrund M	9,44
Skellefteå GPS+AG	9,46
Bjuröklubb GPS	9,46
Ratan GPS+M	9,51
Ratan AG	9,52
Holmsund GPS	9,50
Uumaja GPS	9,61
Skagsudde M	9,48
Kramfors GPS+AG	9,21
Draghällan/Spikarna M	8,94
Sundsvall GPS	8,90

Seuraavaksi maannousumallin tuloksista analysoidaan niiden asemien lukemia, jotka koskevat mareografiasemien sijainteja. Näitä tuloksia verrataan vastaavien asemien mareografiaikasarjojen trendeihin. Maannousumallin ja aikasarjojen antamista nopeuksista lasketaan arvio merenpinnan eustaattiselle nousunopeudelle. Havaitusta maannousunopeudesta saadaan johdettua nopeus geoidin suhteen kaavalla

$$\dot{H} = \dot{H}_a + \dot{H}_e + \dot{H}_s, \quad (6)$$

missä \dot{H} on maanpinnan kohoamisnopeus geoidin suhteen, \dot{H}_a on havaittava maannousunopeus, \dot{H}_e on merenpinnan eustaattinen nousunopeus ja \dot{H}_s on steeristen efektien aiheuttama muutosnopeus. Steeriset efektit koostuvat termosteerisistä ja halosteerisistä efekteistä eli pääasiassa meriveden lämpölaajenemisesta. Steeristen efektien vaikutuksen voidaan olettaa olevan erittäin pieni, joten usein sen suuruutta ei huomioida. Näin toimitaan tässäkin työssä. (Meyssignac & Cazenave 2012, Johansson ym. 2014, Nordman ym. 2014.) Kaavasta (6) saadaan johdettua eustaattisen nousun suuruuden kaavaksi

$$\dot{H}_e = \dot{H} - \dot{H}_a, \quad (7)$$

missä \dot{H}_e on merenpinnan eustaattisen nousun nopeus, \dot{H} on maannousumallin antama maanpinnan kohoamisnopeus ja \dot{H}_a on taulukon 12 mukainen, mareografiaikasarjasta laskettu, maanpinnan havaittavan kohoamisen nopeus.

Taulukko 14 Mareografiasemien eustaattisen nousun suuruus vuosina 1920–1979. Taulukon numerosarakkeet vasemmalta lähtien ovat maannousumalli NKG2016LU:n laskema maannousunopeus geoidin suhteen, taulukon 12 mukainen havaittu maannousunopeus ja kaavalla (7) näistä laskettu eustaattisen nousun yksilöllinen suuruus. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema	\dot{H}	\dot{H}_{a0}	\dot{H}_{e0}
Pietarsaari	8,9	8,4	0,5
Vaasa	8,8	7,8	1,0
Kaskinen	8,3	7,3	1,0
Furuögrund	9,4	9,2	0,2
Ratan	9,5	8,3	1,2
Draghällan/Spikarna	8,9	6,7	2,2

Taulukossa 14 tutkitaan vuosia 1920–1979, jonka aikaista merenpinnan korkeuden muutosta tutkittiin alaluvussa 5.3.3 kuudella eri asemalla, joista kolme on Suomessa ja kolme Ruotsissa. Taulukoissa 15 ja 16 puolestaan tutkitaan vuosia 1980–2017, 1990–2017 ja 1998–2017, joista kahdella ensiksi mainitulla vuosivälillä on käytössä samat kuusi asemaa, mutta viimeiseksi mainitulla vuosivälillä seitsemän asemaa, joista kolme on Suomessa ja neljä Ruotsissa. Asemien lukumäärällinen ero johtuu Skagsudden asemasta, jota käsitellään tulevissa kappaleissa. Taulukoista saadaan kaavaa (7) käyttämällä laskettua kullekin asemalle yksilöllinen eustaattisen nousunopeuden suuruus \dot{H}_e . Eustaattista nousua määritettäessä oletetaan, että maannousumallin mukainen maanpinnan kohoamisnopeus on pysynyt likipitäen vakiona vuodesta 1920 alkaen.

Taulukosta 14 havaitaan, että vuosina 1920–1979 yksilölliset eustaattiset nousunopeudet ovat olleet tämän työn kyseisten vuosien mareografiasemilla välillä 0,2–2,2 mm/a. Furuögrundin eustaattinen nousunopeus on pieni ja Draghällan/Spikarnan nopeus puolestaan huomattavan suuri muihin verrattuna. Asemien välimatkan ollessa riittävän pieni voidaan olettaa merenpinnan korkeuden eustaattisen nousun olevan kaikilla asemilla keskenään yhtä nopeaa. Virhetulosten painoarvon pienentämiseksi lasketaan kaikista tuloksista keskiarvo, joka on 1,0 mm/a. Tämän jälkeen jätetään eustaattista nousunopeutta laskettaessa keskiarvosta eniten poikkeava luku, eli 2,2 mm/a, huomiotta ja viidelle jäljelle jääneestä nopeudesta otetaan mediaani eustaattisen nousun suuruudeksi. Keskiarvon tavoin tämäkin on 1,0 mm/a eikä tulokseen vaikuta, vaikka toiseksi eniten poikkeava tulos 0,2 mm/a olisi jätetty huomiotta 2,2 mm/a:n sijasta. Alaluvussa 4.2 mainitut aiempien tutkimusten luvut Itämeren 1900-luvun eustaattiselle nousunopeudelle olivat välillä 1,05–1,32 mm/a, joten edellä laskettu lukema on hieman näitä pienempi. Erona kyseisten nopeuksien ilmoittaneisiin tutkimuksiin on tässä työssä käytetty NKG:n uusin maannousumalli sekä se, että tämän työn asemat eivät ole täysin samat kuin mainituissa tutkimuksissa käytetyt asemat. Lisäksi taulukon 14 vuosiväli loppuu yhden vuosikymmenen verran aikaisemmin kuin kyseisten lukujen vuosiväli, mikä saattaa vaikuttaa tulokseen aiemmin tässä työssä mainitun 1900-luvun lopun merenkäytöksen vaihtelun vuoksi.

Taulukko 15 Mareografiasemien havaitut maannousunopeudet vuosina 1980–2017 ($=a_1$), 1990–2017 ($=a_2$) ja 1998–2017 ($=a_3$). Taulukon numerosarakkeet vasemmalta lähtien ovat maannousumalli NKG2016LU:n antama maannousunopeus geoidin suhteen sekä mareografiaikasarjojen mukainen havaittu maannousunopeus (ks. liitteet 1 ja 2) kyseisille vuosille alaindeksien ollessa vastaavassa numerojärjestyksessä. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema	\dot{H}	\dot{H}_{a1}	\dot{H}_{a2}	\dot{H}_{a3}
Pietarsaari	8,9	6,3	6,3	5,9
Vaasa	8,8	6,2	6,6	5,1
Kaskinen	8,3	5,6	5,4	5,4
Furuögrund	9,4	6,3	5,3	5,0
Ratan	9,5	7,4	7,0	6,9
Skagsudde	9,5	–	–	6,6
Draghällan/Spikarna	8,9	6,4	5,5	6,1

Taulukko 16 Mareografiasemien eustaattisen nousun suuruus vuosina 1980–2017 ($=e_1$), 1990–2017 ($=e_2$) ja 1998–2017 ($=e_3$). Eustaattisen nousun suuruutta laskettaessa on käytetty kaavaa (7) ja taulukon 15 havaittuja maannousunopeuksia. Taulukon numerosarakkeet vasemmalta lähtien ovat maannousumalli NKG2016LU:n antama maannousunopeus geoidin suhteen sekä eustaattisen nousun suuruudet edellämainituille vuosiväleille. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema	\dot{H}	\dot{H}_{e1}	\dot{H}_{e2}	\dot{H}_{e3}
Pietarsaari	8,9	2,6	2,6	3,0
Vaasa	8,8	2,6	2,2	3,7
Kaskinen	8,3	2,7	2,9	2,9
Furuögrund	9,4	3,1	4,1	4,4
Ratan	9,5	2,1	2,5	2,6
Skagsudde	9,5	–	–	2,9
Draghällan/Spikarna	8,9	2,5	3,4	2,8

Eustaattisen nousun suuruutta tarkastellessa vuodesta 1980 alkaen täytyy huomioda aiempaa lyhempi vuosiväli etenkin uuden käytettävän aseman, Skagsudden, kohdalla (ks. taulukot 15 ja 16). Siellä mareografihavaintojen ensimmäinen vuosikeskiarvo on vasta vuodelta 1989, ja tämän jälkeisestä usean vuoden tauosta johtuen tarkastelussa käytetään sieltä vain vuosia 1998–2017. Kyseinen vuosiväli on vain 20 vuoden pituinen eli hetkelliset merenpinnan korkeuteen vaikuttavat luonnonilmiöt vaikuttavat tulokseen enemmän kuin pitkien vuosivälien tapauksissa. Tästä syystä merenpinnan eustaattisen nousun arvioon erityisesti kyseisille vuosille täytyy suhtautua varauksella. Vertaamalla taulukoita 15 ja 16 taulukkoon 14 havaitaan, että havaitut nousunopeudet ovat vähentyneet merkittävästi eli eustaattiset nousunopeudet ovat kasvaneet. Eustaattinen nousunopeus on kiihtynyt eniten Furuögrundissa ja vähiten Draghällan/Spikarnassa. Kuten aiemminkin vuosiväleillä, voidaan tässäkin tapauksessa olettaa eustaattisen nousun olevan kaikilla tämän työn asemilla keskenään yhtä nopeaa. Sen suuruus lasketaan taulukosta 16 samoin kuin taulukosta 14. Keskiarvo on kolmelle eri vuosivälille taulukon mukaisessa järjestyksessä 2,6 mm/a, 3,0 mm/a ja 3,2 mm/a. Eniten

poikkeavien nopeuksien poiston jälkeen saadaan mediaaneiksi 2,6 mm/a, 2,6 mm/a ja 2,9 mm/a. Koska vuosille 1998–2017 on tuloksia yksi enemmän, jätetään mediaania laskettaessa kaksi keskiarvosta eniten poikkeavaa nopeutta huomiotta. Tulos olisi tästä huolimatta kyseisellä vuosivälillä sama, mikäli jätetään yksi tai kaksi eniten poikkeavaa arvoa huomiotta tai ei yhtäkään. Lukemat ovat alaluvussa 4.2 mainittujen aiempien tutkimusten mukaisia, sillä luvut asettuvat niiden väliin. Verrattuna taulukon 14 mukaisiin 1980-lukua edeltäneisiin vuosiväleihin lukemat ovat ennako-oletuksien mukaisia, sillä kuten aiemmin tässä työssä on mainittu, eustaattisen nousun tiedetään kiihtyneen viimeisimpinä vuosikymmeninä.

Taulukko 17 Mareografiaikasarjojen mukaiset maannousunopeudet geoidin suhteen. \dot{H}_0 = maannousunopeus vuosina 1920–1979, \dot{H}_1 = maannousunopeus vuosina 1980–2017, \dot{H}_2 = maannousunopeus vuosina 1990–2017, \dot{H}_3 = maannousunopeus vuosina 1998–2017 ja \dot{H}_{0123} = näistä laskettu maannousunopeus geoidin suhteen (ks. alaluku 6.1). Nopeudet on laskettu lisäämällä taulukossa 16 ja alaluvussa 6.1 lasketut eustaattiset nousunopeudet taulukkojen 14 ja 15 havaittuihin maannousunopeuksiin. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema	\dot{H}_0	\dot{H}_1	\dot{H}_2	\dot{H}_3	\dot{H}_{0123}
Pietarsaari	9,4	8,9	8,9	8,8	8,9
Vaasa	8,8	8,8	9,2	8,0	8,8
Kaskinen	8,3	8,2	8,0	8,3	8,3
Furuögrund	10,2	8,9	7,9	7,9	7,9
Ratan	9,3	10,0	9,6	9,8	9,8
Skagsudde	–	–	–	9,5	9,5
Draghällan/Spikarna	7,7	9,0	8,1	9,0	9,0

Taulukossa 17 on laskettu mareografiaikasarjoista saadut havaitut maannousunopeudet kullekin asemalle. Kuten edellä mainittiin, voidaan olettaa maanpinnan kohoamisnopeuden olevan tasaista tässä työssä tutkittavilla aikaväleillä. Tästä syystä voidaan eri vuosikymmenille laskettua kohoamisnopeutta verrata keskenään, joten kullekin asemalle tuotetaan lopulta vain yksi mareografiaikasarjan mukainen kohoamisnopeus. Tämän laskemisessa käytetään aiemmin tässä alaluvussa käytettyä menetelmää eli taulukon neljästä luvusta lasketaan kullekin asemalle keskiarvo ja jätetään tästä eniten poikkeava arvo huomiotta. Jäljelle jääneistä kolmesta luvusta lasketaan mediaani maanpinnan kohoamisnopeudeksi mareografidatan osalta. Skagsudden kohdalla käytetään ainoaa saatavilla olevaa maannousulukua. Kun kyseisiä lukuja verrataan kunkin aseman kohdalla maannousumallin antamaan maannousulukuun esimerkiksi taulukossa 15, havaitaan, että neljä asemaa täsmäävät käytetyllä tarkkuudella täysin ja kaksi asemaa poikkeavat 0,1–0,3 mm/a. Ainoa suuresti poikkeava asema on Furuögrund, jossa neljän eri vuosikymmenen lasketut kohoamisnopeudet vaihtelevat välillä 7,9 – 10,2 mm/a ja mediaani poikkeaa maannousumallin antamasta nopeudesta peräti 1,5 mm/a. Tämä viittaa siihen, että jokin on Furuögrundin mareografihavainnoissa mennyt vikaan, tai sää on sotkenut pitkiä aikoja merenpinnan korkeusseurantaa.

Nyt on saatu laskettua arviot merenpinnan eustaattisen nousun suuruudelle eri vuosikymmeninä, minkä myötä kaavalla (7) saatiin laskettua mareografihavaintojen mukaiset maannousunopeudet geoidin suhteen. Alaluvussa 6.2 yhdistetään nämä maannousunopeudet muilla menetelmillä luvussa 5 selvitettyihin maannousunopeuksiin.

6.2 Kaikkien aikasarjojen maannousulukujen vertailu

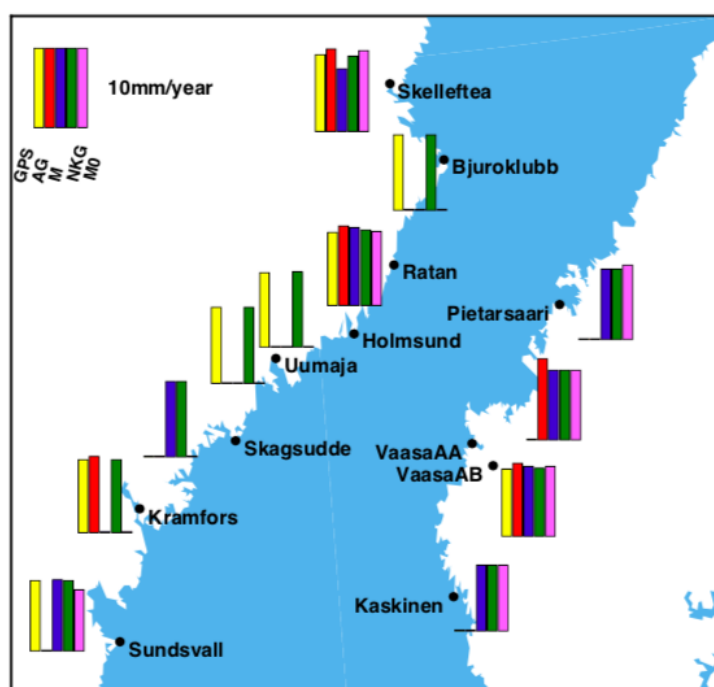
Kaikilla eri menetelmillä on edellä saatu laskettua maanpinnan korkeuden muutostrendit. Tässä alaluvussa kootaan kaikkien menetelmien tulokset yhteen sekä verrataan kyseisiä trendejä toisiinsa yhdessä maannousumallin kanssa. Jotta mahdollisimman montaa menetelmää voidaan vertailla kullakin asemalla keskenään, asemien tulokset yhdistetään, mikäli asemien etäisyys toisistaan on tarpeeksi pieni. Taulukkoon 1 koottiin luvussa 5 kunkin aseman koordinaatit. Jotta samalle asemalle saataisiin mahdollisimman monen menetelmän tulos, tässä työssä asemat yhdistetään, mikäli niiden välinen välimatka on korkeintaan 15 kilometriä eikä useammassa kuin yhdessä niistä ole saman menetelmän mittauspistettä. Lisäksi Vaasan mareografiaseman tuloksia käytetään kauttaaltaan Vaasassa, sillä meriveden korkeuden muutostrendin voi olettaa pysyvän niin pienellä alueella samana tai vaihtelevan erittäin vähän.

Taulukkoon 18 on koottu maannousumallin tulosten lisäksi kaikilla eri menetelmillä saadut maannousuluvut. Kuvassa 17 on visualisoituna kyseiset luvut kartalle. Kolmelle asemalle on saatu neljä maannousulukua, kolmelle asemalle kolme lukua ja kuudelle asemalle kaksi lukua. Tuloksista havaitaan, että GPS-trendit ja NKG-trendit ovat melko lähellä toisiaan. Tämä on seurausta alaluvussa 6.1 mainitusta seikasta, että NKG-mallin muodostamiseen on käytetty GPS-aikasarjoja. Kyseisen taulukon luvuista on koostettu taulukko 19, jossa on laskettuna kullekin asemalle keskiarvo ja tästä eniten poikkeavan havainnon poistamisen jälkeinen mediaani maannousumallin antamien tulosten kanssa ja ilman maannousumallia. Keskiarvosta eniten poikkeava maannousuluku on poistettu vain, jos maannousulukua on vähintään kolme kappaletta asemalla. Maannousumallin antamat tulokset on eritelty, jotta nähdään luvussa 5 käsiteltyjen aikasarjojen tuottamat maannousulukujen yhteistulokset. Mediaani valitaan, jotta yksittäinen karkea havainto ei vaikuttaisi liian paljoa tulokseen.

Keskiarvoja ei vertailla keskenään, sillä ne toimivat vain apuna eniten poikkeavan luvun poistamiseksi ennen mediaanin laskentaa. Mediaaneista nähdään, että ilman maannousumallin tuloksia erityisesti Vaasa AA:n tulos nousee merkittävästi. Lisäksi kolmella muulla asemalla tulos nousee hieman ja yhdellä asemalla minimaalisesti. Se tarkoittaa todennäköisesti sitä, että joko maannousumalli näyttää liian matalaa tulosta, aikasarjamenetelmät näyttävät liian korkeaa tulosta tai molempia. Maannousumallin luotettavuuden kyseenalaistamiselle ei kuitenkaan ole nähtävissä perusteita. Kun verrataan kunkin aseman eri menetelmiä maannousumallin antaman nopeuden kanssa, havaitaan, että monilla asemilla absoluuttigravimetrian antama maannousunopeus on huomattavasti korkeampi kuin maannousumallin antama maannousunopeus, ja jopa korkeampi kuin muidenkin menetelmien nopeudet. Tähän voivat olla syynä viat absoluuttipainovoimamittauksessa tai itseisarvoltaan hieman liian pieni kerroin laskettaessa maannousun osuutta painovoimahavainnoista. Kerroin otettiin mahdollisimman luotettavasta kirjallisuudesta, jolloin välttyttiin siltä, etteivät tässä työssä käytettyjen GPS-asemien tulokset vaikuttaneet liikaa kertoimeen. Tästä huolimatta kerroin on ainoastaan arvio, joka ei kaikissa tapauksissa välttämättä päde täydellisesti jokaiselle asemalle. Jotta jonkin aseman mahdolliselle virheelliselle kertoimelle ei tule liian suuri painoarvo, käytetään kunkin aseman lopullisessa yhteistuloksessa taulukon 19 luvuista mediaania, jossa on huomioitu keskiarvosta eniten poikkeavaa maannousulukua lukuun ottamatta kaikki saatavilla olevat maannousuluvut. Täten on saatu laskettua vuosien 1920–2017 maankohoamisen nopeus geoidin suhteen.

Taulukko 18 Kaikkien maannousulukujen yhteenveto. Taulukossa on käytetty lyhennyksiä seuraavasti: GPS = GPS-asema, AG = absoluuttipainovoima-asema, M = mareografiasema ja NKG = NKG2016LU-maannousumalli. Vastaavat alaindeksilyhenteet tarkoittavat kyseisen menetelmän avulla saatua maannousulukua. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema	\dot{H}_{GPS}	\dot{H}_{AG}	\dot{H}_M	\dot{H}_{NKG}
Pietarsaari M	–	–	8,9	8,9
Vaasa AA AG+M	–	10,2	8,8	8,8
Vaasa AB GPS+AG+M	8,5	9,2	8,8	8,6
Kaskinen M	–	–	8,3	8,3
Skellefteå GPS+AG, Furuögrund M	9,7	10,4	7,9	9,5
Bjuröklubb GPS	9,5	–	–	9,5
Ratan GPS+AG+M	9,2	10,0	9,8	9,5
Holmsund GPS	9,4	–	–	9,5
Uumaja GPS	9,6	–	–	9,6
Skagsudde M	–	–	9,5	9,5
Kramfors GPS+AG	9,2	9,6	–	9,2
Draghällan/Spikarna M, Sundsvall GPS	8,9	–	9,0	8,9



Kuva 17 Kolmen eri menetelmän ja maannousumallin maannousuluvut (Maaria Nordmanin suostumuksella 22.3.2019). Maannousulukujen lähteissä on käytetty seuraavia lyhenteitä: GPS = GPS-data, AG = Absoluuttigravimetridata, M = mareografidata, NKG = maannousumalli ja M0 = mareografidata vuosille 1920–1979.

Taulukko 19 Keskiarvot ja mediaanit taulukon 18 maannousuluville. Taulukon sarakkeet vasemmalta: aseman nimi, keskiarvo kaikista aseman maannousuluista, aseman maannousulukujen mediaani edellisen sarakkeen keskiarvosta eniten poikkeavan luvun poiston jälkeen, keskiarvo ilman maannousumallista saatua lukua ja kolmannen sarakkeen tyyliin mediaani, mutta ilman maannousumallia. Eniten poikkeava luku on poistettu ennen mediaania ainoastaan siinä tapauksessa, mikäli lukuja on vähintään kolme. Ensimmäinen mediaanisarakkeista on tummennettu, sillä sen lukemia käytetään jatkossa. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema	\bar{H}_1	med (\bar{H}_1)	\bar{H}_2	med (\bar{H}_2)
Pietarsaari M	8,9	8,9	8,9	8,9
Vaasa AA AG+M	9,3	8,8	9,5	9,5
Vaasa AB GPS+AG+M	8,8	8,6	8,8	8,8
Kaskinen M	8,3	8,3	8,3	8,3
Skellefteå GPS+AG, Furuögrund M	9,4	9,7	9,3	9,7
Bjuröklubb GPS	9,5	9,5	9,5	9,5
Ratan GPS+AG+M	9,6	9,8	9,7	9,8
Holmsund GPS	9,5	9,5	9,4	9,4
Uumaja GPS	9,6	9,6	9,6	9,6
Skagsudde M	9,5	9,5	9,5	9,5
Kramfors GPS+AG	9,3	9,2	9,4	9,4
Draghällan/Spikarna M, Sundsvall GPS	8,9	8,9	9,0	9,0

Taulukko 20 Taulukon 19 tummennetun sarakkeen mukaiset maanpinnan havaittavan kohoamisen nopeudet \dot{H}_a laskettuna kaavalla (8) vastaaville asemille. Eustaattisen nousun nopeuksina \dot{H}_e on käytetty alaluvussa 6.1 laskettuja nopeuksia. Kaikkien lukujen yksikkö on mm/a.

Asema/Vuodet	1920–1979	1980–2017	1990–2017	1998–2017
Pietarsaari M	7,9	6,3	6,3	6,0
Vaasa AA AG+M	7,8	6,2	6,2	5,9
Vaasa AB GPS+AG+M	7,6	6,0	6,0	5,7
Kaskinen M	7,3	5,7	5,7	5,4
Skellefteå GPS+AG, Furuögrund M	8,7	7,1	7,1	6,8
Bjuröklubb GPS	8,5	6,9	6,9	6,6
Ratan GPS+AG+M	8,8	7,2	7,2	6,9
Holmsund GPS	8,5	6,9	6,9	6,6
Uumaja GPS	8,6	7,0	7,0	6,7
Skagsudde M	8,5	6,9	6,9	6,6
Kramfors GPS+AG	8,2	6,6	6,6	6,3
Draghällan/Spikarna M, Sundsvall GPS	7,9	6,3	6,3	6,0

6.3 Tulevaisuusennusteet

Kaikkien menetelmien tulosten tultua koottua yhteen on tärkeää tarkastella menneisyyden jälkeen myös tulevaisuutta, sillä ihmiskunta on kiinnostunut siitä. Tämän vuoksi tarkastellaan enemmän alaluvussa 6.1 käsitellyn merenpinnan eustaattisen nousun vaikutusta vuosille 1918–2100. Tarkastelu suoritetaan vasta nyt eikä kyseisessä alaluvussa, sillä taulukoissa 18 ja 19 maannousunopeudet on saatu iteroitua luotettavammiksi. Havaitun maannousun nopeus on konkreettinen käsite, sillä maannousun vertaustasona merenpinta on ihmissilmien selvästi helpoimmin havaittava. Lisäksi havaittavaan maannousuun vaikuttaa merenpinnan nousu, joka uhkaa ihmisiä jo nyt, mutta erityisesti tulevaisuudessa. Taulukossa 14 tutkittiin eustaattista nousunopeutta vuosille 1920–1979 ja taulukossa 16 tätä tutkittiin vuosille 1980–2017, 1990–2017 ja 1998–2017. Eustaattisen nousun nopeudet kyseisinä vuosina vastavassa järjestyksessä olivat 1,0 mm/a, 2,6 mm/a, 2,6 mm/a ja 2,9 mm/a. Luonnollisesti menneisyyden tutkiminen on huomattavasti helpompaa kuin tulevaisuuden, mutta tulevaisuuden suhteenkin on tehty arvioita, sillä se on ihmiskunnalle merkittävä asia.

Kaavasta (7) saadaan johdettua kaava

$$\dot{H}_a = \dot{H} - \dot{H}_e, \quad (8)$$

missä \dot{H}_a on maanpinnan havaittavan kohoamisen nopeus, \dot{H} on taulukosta 19 valittujen lukujen mukainen maanpinnan kohoamisnopeus ja \dot{H}_e on merenpinnan eustaattisen nousun nopeus.

Taulukkoon 20 on koottu aiempien tietojen pohjalta havaitut maannousunopeudet. Nopeudet laskevat ajan kuluessa kaavan (8) mukaisesti, sillä taulukon 19 mukaiset geoidin suhteen tehdyt havainnot maannousunopeuksista pysyvät ajan suhteen samana, mutta eustaattisen nousun nopeus kasvaa. Koska kolme viimeistä vuosiväliä ovat osittain päällekkäin ja niitä ei ole mielekästä jakaa lyhempiin vuosiväleihin, täytyy tehdä oletus eustaattisen nousun nopeudelle kullekin vuosikymmenelle. Oletetaan, että se on ollut vuodet 1980–1997 2,6 mm/a, minkä myötä eustaattisen nousun nopeus on laskettu vuoteen 2017 asti. Jotta vuosivälistä saadaan 100 vuoden pituinen, aloitetaan ensimmäinen vuosiväli vuodesta 1918, jolloin menneisyyden vuosiväli on 1918–2017. Vuosiväliä laajennetaan alusta eikä lopusta, sillä on todennäköisempää eustaattisen nousun pysyneen lähes vakiona 1910- ja 1920-luvuilla kuin 2010-luvun lopulla. Vuoden 2017 jälkeisestä ajasta ei myöskään vielä ole saatavilla dataa, josta eustaattisen nousun suuruutta voisi laskea kyseisille vuosille. Tämän vuoksi lasketaan merenpinnan eustaattisen nousun painotettu keskiarvo kaavalla

$$\dot{H}_{ePK} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \dot{H}_{ei}}{\sum_{i=1}^n y_i}, \quad (9)$$

missä \dot{H}_{ePK} on eustaattisen nousunopeuden painotettu keskiarvo, y_i on vuosiväli ja \dot{H}_{ei} on vuosivälin y_i aikainen eustaattisen nousun nopeus. Tästä saadaan lasketuksi vuosille 1918–2017 merenpinnan eustaattisen nousunopeuden painotetuksi keskiarvoksi yhden desimaalin tarkkuudella 1,7 mm/a.

Maannousnopeudet muutetaan seuraavaksi korkeudenmuutoksiksi kahdella eri vuosivälillä, sillä ne ovat ihmisille pitkällä aikavälillä konkreettisempi asia kuin maannousnopeus ja koska yleisesti tulevaisuuden ennusteet on annettu kyseisessä muodossa. Hallitustenvälinen ilmastomuutospaneeli IPCC (engl. *Intergovernmental Panel on Climate Change*) tekee ennusteita maapallon ilmastomuutokseen liittyen esimerkiksi tulevaisuuden merenpinnan korkeudenmuutoksiin. Koska IPCC:n arviot koskevat maailman keskimääräistä merenpinnan tasoa, niin tässä työssä kuitenkin suositaan Itämereen kohdistuvia lukuja. Pellikka ym. (2018) ovat tehneet arvioita Suomen mareografiasemien havaintojen perusteella myös Pohjanlahden alueen tulevaisuuden merenpinnan korkeudenmuutokselle. Näitä lukuja yhdistelemällä tämän työn lukuihin saadaan luotua tulevaisuusennusteet kaavoilla

$$H_{a,min} = H + (-H_{e,high} - 0,94 * h_p) \quad (10)$$

ja

$$H_{a,max} = H + (-H_{e,low} - 0,94 * h_p), \quad (11)$$

missä $H_{a,min}$ ja $H_{a,max}$ ovat minimi- ja maksimi-arvio maanpinnan havaittavalle kohoamismatkalle vuosina 2000–2099, H on tämän työn taulukon 19 nopeuksien mukainen maanpinnan kohoamismatka geoidin suhteen, $H_{e,high}$ on Pellikan ym. (2018) taulukon 3 mukainen maksimiennuste merenpinnan suhteelliselle korkeudenmuutokselle, $H_{e,low}$ on vastaava minimiennuste ja h_p on samaisen työn ja taulukon mukaisen absoluuttisen kohoamisnopeuden aiheuttama maanpinnan absoluuttinen kohoamismatka. Käyttämällä kaavaa (4) saadaan h_p :sta ratkaistuksi kohoamismatka geoidin suhteen. Kaikkien tämän työn ennusteiden oletuksena on, että 2000-luvulla maanpinnan nousu geoidin suhteen pysyy vakiona koko 2000-luvun ajan.

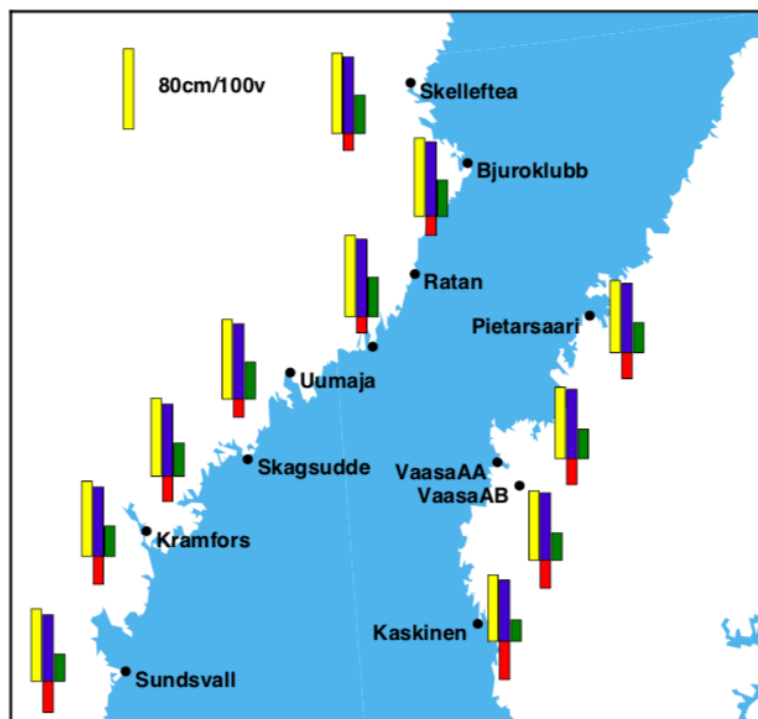
Kaavalla (10) ratkaistaan maanpinnan kohoamismatkan minimiarvio Suomen asemille. Kaavalla (11) puolestaan ratkaistaan vastaava maksimi-arvio. Näitä kaavoja on käytetty vain Suomen asemille, sillä Pellikan ym. (2018) tutkimus kohdistui niihin. Ruotsin asemille on käytetty kyseisessä tutkimuksessa Selkämeren ja Perämeren merennousuennusteille tehtyä yhteenvetoa Suomen asemien perusteella ja yhdistetty nämä tämän työn taulukon 19 nopeuksien mukaisiin maanpinnan kohoamismatkoihin. Ennusteiden mukaan Perämerellä merenpinnan eustaattisen nousun suuruus 2000-luvulla on 21–114 cm ja Selkämerellä 23–120 cm. Selkämeren ja Perämeren raja kulkee Pohjanlahdella siten, että asemat Skellefteåsta Uumajaan sijaitsevat Perämeren alueella ja asemat Skagsuddesta Sundsvalliin sijaitsevat Selkämerellä. Nämä luvut on ratkaistu kaavalla

$$H_{at} = H - H_{et}, \quad (12)$$

missä H_{at} on minimi- tai maksimi-arvio maanpinnan havaittavalle kohoamismatkalle vuosina 2000–2099, H on tämän työn taulukon 19 nopeuksien mukainen maanpinnan kohoamismatka geoidin suhteen ja H_{et} on Pellikan ym. (2018) minimi- tai maksimi-arvio merenpinnan eustaattisen nousun aiheuttamalle kohoamismatkalle vuosina 2000–2099.

Taulukko 21 Maanpinnan havaittavan nousun suuruus viimeisen 100 vuoden aikana sekä vastaava ennuste kuluvalle vuosisadalle. 2000-luvun ajanjaksolle on esitetty Pellikan ym. (2018) laskennallisen arvion mukainen minimaalinen ja maksimaalinen arvo sekä todennäköisin ennuste. Kaikkien lukujen yksikkö on cm. Asematyypin lyhenteet ovat samat kuin aiemmissa taulukoissa.

Asema	1918–2017	2000–99 min	2000–99 max	2000–99 50 %
Pietarsaari M	72	-26	69	30
Vaasa AA AG+M	71	-26	69	29
Vaasa AB GPS+AG+M	69	-28	67	27
Kaskinen M	66	-38	61	21
Skellefteå GPS+AG, Furuögrund M	80	-17	76	38
Bjuroklubb GPS	78	-19	74	36
Ratan GPS+AG+M	81	-16	77	39
Holmsund GPS	78	-19	74	36
Uumaja GPS	79	-18	75	37
Skagsudde M	78	-25	72	33
Kramfors GPS+AG	75	-28	69	30
Draghällan/Spikarna M, Sundsvall GPS	72	-31	66	27



Kuva 18 Taulukon 21 tulokset esitettynä visuaalisesti (Maaria Nordmanin suostumuksella 22.3.2019). Keltainen pylväs = havaittavan maannousun suuruus vuosina 1918–2017, punainen pylväs = havaittavan maannousun minimiennuste vuosille 2000–2099, sininen pylväs = havaittavan maannousun maksimiennuste vuosille 2000–2099 ja vihreä pylväs = todennäköisin havaittavan maannousun ennuste vuosille 2000–2099. (Pellikka ym. 2018).

Kaavoilla (10)–(12) lasketut tulevaisuusennusteet on ilmoitettu taulukossa 21 ja ne on esitetty visuaalisesti kuvassa 18. Kaavalla (12) on laskettu myös saman tutkimuksen meren-nousuennusteiden todennäköisyysjakauman painotetun keskiarvon mukainen todennäköisin ennuste. Tällöin H_{et} on todennäköisin arvo. Todennäköisimmässä ennusteessa on käytetty tässä työssä myös Suomen asemille edellä mainittuja Perämeren ja Selkämeren alueita. Perämeren alueella todennäköisin arvo 2000-luvun eustaattiselle nousulle on 59 cm ja Selkämeren alueella vastaavasti 62 cm.

Tuloksista nähdään, että maannousun maksimiennusteessa maanpinnan havaittava kohoaminen ei juurikaan hidastu verrattuna viimeisen 100 vuoden aikaiseen kohoamiseen. Minimienusteessa puolestaan merenpinnan eustaattinen nousu muuttuu ajan myötä suuremmaksi kuin maanpinnan kohoaminen, jolloin havaittava nousu loppuu ja kääntyy merenpinnan nousuksi kiinteän maanpinnan suhteen. Muutoksia tulee todennäköisesti tapahtumaan näiden ennusteiden väliltä eli havaittava maannousu hidastuu huomattavasti, mutta sitä kuitenkin edelleen tapahtuu 2000-luvulla. Käytettäessä taulukon 21 todennäköisintä ennustetta havaitaan sen puoltavan sitä, että tutkituilla asemilla havaittava maannousunopeus tulee olemaan 2000-luvulla keskimäärin 2-4 mm/a eli huomattavasti vähemmän kuin kuluneen vuosisadan aikana sekä nykyisin.

7 Yhteenveto ja johtopäätökset

Korkearannikon ja Merenkurkun saariston luonnonperintökohteen nimityksen ja ainutlaatuisen luonnon takana on maanpinnan kohoaminen. Se, että kyseessä on nimenomaan maanpinnan nousu eikä merenpinnan lasku, on aikoinaan tapahtuneen kiistelyn lopputuloksena ollut tiedossa 1800-luvun lopulta alkaen. Maanpinnan nousu on aikaansaanut alueen maailmanlaajuisestikin vertailtuna erikoiset ja erityiset luonnonpiirteet. Ne ovat aiheuttaneet vuosien varrella esimerkiksi Korkearannikolla muinaisen rantaviivan muuttumisen kalottivuoriksi ja Merenkurkun saaristossa karikkoisen ja jatkuvasti muuttuvan rannikon, jossa jopa yhden ihmiselämän aikana huomaa eron esimerkiksi umpeutuneiden venereittien muodossa.

Tässä työssä on tutkittu maanpinnan kohoamisen suuruutta kolmen eri mittausmenetelmän avulla. Mittauksia on tehty niin GPS:n eli satelliittipaikannusjärjestelmän, absoluuttigravimetrin eli painovoimaa sen fysikaalisen määritelmän mukaisesti mittaavan laitteen ja mareografin eli meriveden korkeutta seuraavan laitteiston avulla. GPS-menetelmä on tuottanut tietoja parhaimmillaan noin viimeisen 20 vuoden ajalta, ja absoluuttigravimetridataa on olemassa asemasta riippuen vuosilta 1988–2017. Mareografidataa on vanhimmilla käytetyillä asemilla olemassa vuosilta 1884–2017, mutta analyyseissä hyödynnettiin vuosia 1900–2017 ja lopullisissa luvuissa vain vuosia 1920–2017, jotta eri asemien tuloksia voitiin vertailla samoilla vuosiväleillä. 1980-luvulla alkanut merenpinnan erilainen käyttäytyminen voitiin eritellä maanpinnan nousun suuruutta analysoitaessa tutkimalla erikseen merenpinnan eustaattista nousua vuodesta 1980 lähtien nykypäivään asti.

Kaikissa mittausmenetelmien tuloksissa on seikkoja, jotka täytyy huomioida ennen kuin tuloksia voidaan käyttää. GPS-menetelmässä syntyy kohinan aiheuttamia hajapisteitä, jotka täytyy karsia pois tuloksista niin hyvin kuin mahdollista (Lidberg ym. 2009). Absoluuttigravimetriassa mittausepävarmuus vaihtelee ja se riippuu usein gravimetrin tyypistä. Epävarmojen tulosten osuutta on tämän työn lopullista maannousutrendiä laskettaessa minimoitu poistamalla mittaukset, joilla on asetettua rajaa, $3,0 \mu\text{Gal}$, suurempi epävarmuus. Myös aseman välitön läheisyys merestä voi heijastua tuloksiin. Absoluuttipainovoiman ja GPS:n muutostrendien suhdeluku vaihtelee asemittain, joten sen todellista arvoa on tehdyistä tutkimuksista huolimatta haastava selvittää. (Olsson ym. 2015.) Mikäli suhdeluvun itseisarvo on liian pieni, muunnoksen myötä absoluuttigravimetrian mukaiset maannousuluvut ovat liian suuria ja mikäli suhdeluvun itseisarvo on liian suuri, maannousutulokset ovat puolestaan liian pieniä.

Mareografihavaintoihin puolestaan on maanpinnan nousun lisäksi suuri vaikutus myös merenpinnan käytöksellä, joten tämän arvioiminen on välttämätöntä oikean suuruuden laskeamisessa. Merenpinnan korkeuteen nimittäin vaikuttaa merenpinnan eustaattinen nousu, jonka nopeus määritettiin vertailemalla mareografimenetelmän tuloksia uusimman maannousumallin NKG2016LU:n geoidin suhteen antamiin maannousulukuihin. Kaikille asemille laskettu yhteinen eustaattisen nousun nopeus täsmäsi melko hyvin eri tutkimuksissa ilmoitettuihin arvioihin. Johanssonin ym. (2014) tutkimuksen tavoin tässäkin työssä havaittiin merenpinnan eustaattisen nousun kiihtyneen 1980-luvun alusta alkaen ja sen ennustetaan jatkavan kiihtymistään tulevaisuudessa. 1920-luvun alusta 1970-luvun loppuun havaittiin eustaattisen nousun suuruuden olleen keskimäärin $1,0 \text{ mm/a}$, vuosina 1980–1997 noin $2,6 \text{ mm/a}$ ja vuosina 1998–2017 noin $2,9 \text{ mm/a}$. Tulevaisuudessa se kiihtyy entisestään, mutta eri skenaariot ennustavat hyvin erisuuruisia korkeudenmuutoksia. Asia on vahvasti ihmisen käsissä, sillä ihminen voi toiminnallaan hidastaa tai kiihdyttää ilmastonmuutosta, minkä

myötä myös esimerkiksi jäätiköiden sulaminen hidastuu tai kiihtyy, mikä vaikuttaa merenpinnan eustaattisen nousun suuruuteen. Maannousumallia hyödynnettiin eustaattisen nousunopeuden selvittämisen lisäksi lopullisten maannousulukujen vertailussa eri havaintomenetelmien kanssa.

*Taulukko 22 Lopulliset maannousunopeudet geoidin suhteen taulukoituna asemittain. Asematyyppeiden lyhenteet ovat samat kuin aiemmissa taulukoissa. Maailmanperintöalueella tai sen välittömässä läheisyydessä sijaitsevat asemat on **tummennettu**.*

Asema	Maanpinnan kohoamisnopeus (mm/a)
Pietarsaari M	8,9
Vaasa AA AG+M	8,8
Vaasa AB GPS+AG+M	8,6
Kaskinen M	8,3
Skellefteå GPS+AG, Furuögrund M	9,7
Bjuröklubb GPS	9,5
Ratan GPS+AG+M	9,8
Holmsund GPS	9,5
Uumaja GPS	9,6
Skagsudde M	9,5
Kramfors GPS+AG	9,2
Draghällan/Spikarna M, Sundsvall GPS	8,9

Taulukkoon 22 kootuista lopullisista geoidin suhteen ilmoitetuista tuloksista nähdään, että tutkituista asemista maannousu on nopeinta Ratanin ja Skellefteån alueilla, jotka ovat maailmanperintökohteen Ruotsin puoleisen alueen pohjoispuolella. Maailmanperintöalueella tai vain hieman sen rajan ulkopuolella sijaitsevat Suomessa Vaasan asemat sekä Ruotsissa Skagsudden ja Kramforsin asemat. Ne on **tummennettu** taulukossa. Niiden perusteella voi sanoa, että Merenkurkun alueella maanpinta nousee geoidin suhteen 8,6–8,8 mm/a ja Korkearannikon alueella 9,2–9,5 mm/a.

Yksittäisten paikkojen yksittäisiä havaintomenetelmiä lukuun ottamatta eri menetelmien tulokset olivat keskenään suhteellisen tasaisia samalla paikalla, kuten taulukossa 18 ja kuvassa 17 näytettiin. Tässä työssä kuitenkin havaittiin, että absoluuttigravimetrimittauksilla saadut arvot olivat kaikilla painovoima-asemilla korkeampia kuin muilla menetelmillä. Kuten aiemmin mainittiin, tämän todennäköisin syy on absoluuttipainovoima- ja GPS-havaintojen muutostrendien välillä käytetty suhdeluku, joka todennäköisesti on itseisarvoltaan todellisuutta matalampi. Tulosten luotettavuuden parantamiseksi yksittäisen, eniten keskiarvosta poikkeavan, menetelmän tulokset on jätetty huomiotta, mikäli saatavilla on ollut asemalle riittävän monen menetelmän maannousuluvut.

Tässä työssä on vastattu kuhunkin kolmesta tutkimuskysymyksestä. Ensimmäisessä kysymyksessä tavoitteena oli selvittää, miten maanpinnan nousu havaitaan erilaisilla menetelmillä. Työssä käytettiin maannousumallin lisäksi kolmea menetelmää, sillä työssä tutkittiin GPS-, absoluuttigravimetri- ja mareografihavaintojen aikasarjoja. GPS:llä havaittiin korkeus

sijainnin muutoksena ja absoluuttigravimetrillä mitataan painovoiman muutosta, josta voitiin GPS-havaintoihin yhdistettynä laskea maannousun osuus muutoksesta. Mareografilla seurattiin merenpinnan suhteellista korkeudenmuutosta, jolloin eustaattinen merennousu huomioiden voitiin arvioida tämän menetelmän mukainen maannousun suuruus.

Toisessa tutkimuskysymyksessä haluttiin tietää, millä nopeudella Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintökohteen alueella maanpinta kohoaa geoidin suhteen. Taulukkoon 22 on koottu tässä työssä käytettyjen paikkojen maannousunopeudet. Työn varsinaisella alueella maanpinta nousee Korkearannikolla 9,2–9,5 mm/a ja Merenkurkun alueella 8,6–8,8 mm/a. Työssä on käytetty vertailutasona geoidia.

Kolmannessa tutkimuskysymyksessä pohdittiin, miten paljon havaittavaa maannousua on tapahtunut viimeisimmän 100 vuoden aikana ja tulee tapahtumaan 2000-luvun aikana. Taulukossa 21 ja kuvassa 18 esitettiin suuruudet. Kaikki tämän työn asemat huomioitaessa havaittavan maannousun suuruus vuosina 1918–2017 on ollut 66–81 cm ja työn varsinaisilla alueilla Merenkurkun saaristossa 69–71 cm ja Korkearannikolla 75–78 cm. Tulevaisuuden skenaariot ovat erittäin laajoja johtuen hankalasta ennustettavuudesta. Minimienusteessa eli ennusteessa, joka koskee merenpinnan nopeinta kiihtymistä, maanpinnan havaittava nousu loppuisi ja muutos kääntyisi merenpinnan 17–38 cm:n suhteelliseksi kohoamiseksi. Vastaava lukema maailmanperintöalueella on 25–28 cm. Maksimienusteessa eli ennusteessa, joka puolestaan toisena ääripäänä ennustaa merenpinnan hitainta kiihtymistä, maanpinnan havaittava nousu käytetyillä asemilla tulee olemaan 61–77 cm, josta Merenkurkun saaristossa suuruus on 67–69 cm ja Korkearannikolla vastaavasti 69–72 cm. Minim- ja maksimienusteen lisäksi tässä työssä tehtiin Pellikan ym. (2018) lukuihin yhdistettynä todennäköisin havaittavan maannousun ennuste. Sen mukaan käytetyillä asemilla maanpinnan havaittava nousu tulee olemaan 21–39 cm. Merenkurkun saaristossa suuruus on 27–29 cm ja Korkearannikolla 30–33 cm. (Pellikka ym. 2018.)

Kehityskohteita tulevaisuuteen on olemassa. Hiljattain on luotu uusi maannousumalli NKG2016LU, jota varmasti kehitetään jatkossakin tietyin väliajoin. GPS-menetelmän aikasarjojen pidentyessä voi olettaa tarkkuuden paranevan. Uusia absoluuttigravimetrejä kehitetään ja odotettavissa on, että tulevaisuudessa epävarmuudet pienenevät. Yksi uusista laitteista on atomi- eli kvanttigravimetri, joka saattaa tuoda kehitystä entisestään (Vermeer 2019). Painovoiman muutostrendien ja GPS-havaintojen korkeudenmuutoksien keskinäistä suhdetta voi kehittää, jolloin absoluuttipainovoimahavainnoista saadaan entistä tarkemmin havaittua maanpinnan kohoamisnopeus kullakin asemalla. Myös suhdeluvun voi olettaa kehittyvän, kun aikasarjat pitenevät GPS- ja absoluuttipainovoimahavaintojen osalta. Lisäksi kehittämällä tietoa ja malleja siitä, mitä ylävaipassa tapahtuu, ei tarvitse olettaa Bouguer-mallin tilanteen pätevän, jolloin myös suhdeluvun teoreettinen laskenta voi parantua. Mareografimenetelmä on riippuvainen merenkäytöksestä, jolloin jatkossakaan pelkillä mareografihavainnoilla ei voi havaita kuin maanpinnan havaittavan nousun suuruutta. Työssä sivutun satelliittialtimetriian yleistymisen myötä voidaan toisaalta merenpinnan eustaattisen nousun suuruudesta saada jatkossa entistä tarkempia havaintoja (Poutanen & Steffen 2014, Cazenave & Llovel 2010). Maanpinnan nousu on erityisen kiinnostava ilmiö erityisesti Korkearannikon ja Merenkurkun saariston maailmanperintöalueella, mutta merenpinnan nousu kiinnostaa ja koskettaa koko maailmaa, sillä veden nousun ja tulvien myötä matalimmilla rannikkoalueilla ihmiset saattavat olla vaarassa. Tästä syystä voidaan olettaa, että erityisesti mareografi- ja satelliittialtimetriahavaintojen kehittämiseen ollaan valmiita investoimaan tulevaisuudessa.

Viitteet

- Auri, J. 2009. Merenkurkun luontopolkujen geologinen kartoitus [verkkoaineisto]. [Viitattu 23.11.2018]. Saatavissa: http://tupa.gtk.fi/raportti/arkisto/p22_4_2009_57.pdf.
- Berglund, M. 2004. Holocene shore displacement and chronology in Ångermanland, eastern Sweden, the Scandinavian glacio-isostatic uplift centre. *Boreas*. Oslo. Vol. 33. S. 48–60. ISSN 0300-9483.
- Botnia-Atlantica. 2018. Jään levinneisyys Pohjois-Euroopassa [verkkoaineisto]. [Viitattu 23.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/assets/Suomi---pdf/Opetusmateriaalia/Teema-2-Jkausi/Jaakausifakta2.pdf>.
- Botnia-Atlantica. 2018a. Kalottivuoret [verkkoaineisto]. [Viitattu 22.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/assets/Suomi---pdf/Opetusmateriaalia/Teema-3-Maankohoaminen/Nousemmefakta4.pdf>.
- Botnia-Atlantica. 2018b. Kuroutumislahdet, fladat ja kluuvijärvet [verkkoaineisto]. [Viitattu 26.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/assets/Suomi---pdf/Opetusmateriaalia/Teema-3-Maankohoaminen/Nousemmefakta8.pdf>.
- Botnia-Atlantica. 2018c. Maankohoamisrantojen primaarimetsä [verkkoaineisto]. [Viitattu 26.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/assets/Suomi---pdf/Opetusmateriaalia/Teema-4-Luonto/Luontofakta15.pdf>.
- Breilin, O. & Kotilainen, A. & Nenonen, K. & Virransalo, P. & Ojalainen, J. & Stén, C.-G. 2004. Geology of the Kvarken archipelago. The application for nomination of the Kvarken archipelago to the World Heritage list. Liite 1. GTK. [Viitattu 24.1.2019]. Saatavissa: http://tupa.gtk.fi/julkaisu/erikoisjulkaisu/ej_044.pdf.
- Cazenave, A. & Llovel, W. 2010. Contemporary Sea Level Rise. *Annual Review of Marine Science*. Vol. 2. S. 145–173. DOI: 10.1146/annurev-marine-120308-081105.
- Claudino-Sales, V. 2019. High Coast and Kvarken Archipelago, Finland and Sweden. *Coastal World Heritage Sites*. Coastal Research Library. Springer, Dordrecht. Vol. 28. S. 81-86. DOI: 10.1007/978-94-024-1528-5_12.
- Ekman, M. 1999. Climate changes detected through the world's longest sea level series. *Global and Planetary Change*. Elsevier. Vol. 21:4. S. 215–224. DOI: 10.1016/S0921-8181(99)00045-4.
- Ekman, M. 2009. The Changing level of the Baltic Sea during 300 years: A Clue to Understanding the Earth. Godby, Ahvenanmaa, Suomi: The Summer Institute for Historical Geophysics. S. 1–155. ISBN 978-952-92-5241-1.

- Ekman, M. & Mäkinen, J. 1996. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*. Vol. 126:1. S. 229–234. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb05281.x.
- Ekman, M. & Mäkinen, J. 1996a. Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 101:C5. S. 11993–11999. DOI: 10.1029/96JC00318.
- European Center for Geodynamics and Seismology. 2019. Gravimeters [verkkoaineisto]. [Viitattu 26.2.2019]. Saatavissa: <http://www.ecgs.lu/wulg/gravimeters/>.
- Gitlein, O. 2009. Absolutgravimetrische Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung mit dem FG5-220. *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Geodäsie und Geoinformatik der Leibniz Universität Hannover*. Vol. 2009:281. S. 1–177. ISBN 978-3-7696-5055-6.
- Google. 2018. Google Maps [verkkoaineisto]. [Viitattu 29.8.2018]. Saatavissa: <https://www.google.fi/maps>.
- Gornitz, V. & Lebedeff, S. & Hansen, J. 1982. Global Sea Level Trend in the Past Century. *Science*. Vol. 215 (4540). S. 1611–1614. DOI: 10.1126/science.215.4540.1611.
- GSA. 2017. What is GNSS [verkkoaineisto]. [Viitattu 31.1.2019]. Saatavissa: <https://www.gsa.europa.eu/european-gnss/what-gnss>.
- Hietikko-Hautala, T. 2010. Jääkauden jälkinäytös – Merenkurkun saariston maailmanperintö. Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus, Vaasa. 159 s. ISBN 978-952-257-093-2.
- Höga kusten. 2018. Höga kusten [verkkoaineisto]. [Viitattu 10.9.2018]. Saatavissa: <https://www.hogakusten.com/sv/>.
- Ihaka, R. 1998. R: Past and Future History [verkkoaineisto]. [Viitattu 20.2.2019]. Saatavissa: <https://www.stat.auckland.ac.nz/~ihaka/downloads/Interface98.pdf>.
- Ihaka, R. 2009. R: Past and Future History [verkkoaineisto]. [Viitattu 20.2.2019]. Saatavissa: <https://www.stat.auckland.ac.nz/~ihaka/downloads/NZQA-2009.pdf>.
- Ilmatieteen laitos. 2016. Vedenkorkeuden mittaaminen [verkkoaineisto]. [Viitattu 11.9.2018]. Saatavissa: <https://ilmatieteenlaitos.fi/mareografi>.
- Ilmatieteen laitos. 2018. Vedenkorkeusvaihtelut Suomen rannikolla [verkkoaineisto]. [Viitattu 14.8.2018]. Saatavissa: <http://ilmatieteenlaitos.fi/teematietoa-vedenkorkeus>.
- Johansson, M.M. & Kahma, K.K. & Boman, H. 2003. An Improved Estimate for the Long-Term Mean Sea Level on the Finnish Coast. *Geophysica*. Vol. 39:1-2. S. 51–73. Saatavissa: http://www.geophysica.fi/pdf/geophysica_2003_39_1-2_051_johansson.pdf.
- Johansson, M.M. & Kahma, K.K. & Boman, H. & Launiainen, J. 2004. Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Environment Research*. Vol. 9. S. 153–166. ISSN: 1239-6095.

- Johansson, M.M. & Pellikka, H. & Kahma, K.K. & Ruosteenoja, K. 2014. Global sea level rise scenarios adapted to the Finnish coast. *Journal of Marine Systems*. Elsevier. Vol. 129. S. 35–46. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2012.08.007.
- Kierulf, H.P. & Steffen, H. & Simpson, M.J.R. & Lidberg, M. & Wu, P. & Wang, H. 2014. A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. 119:8. S. 6613–6629. DOI: 10.1002/2013JB010889.
- Kotilainen, A.T. & Kaskela, A.M. & Bäck, S. & Leinikki, J. 2011. Submarine De Geer Moraines in the Kvarken Archipelago, the Baltic Sea. *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat: GeoHAB Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats*. [Verkkokirja]. Elsevier B.V. S. 289–298. DOI: 10.1016/B978-0-12-385140-6.00017-7.
- Lahtinen, S. & Häkli, P. & Jivall, L. & Kempe, C. & Kollo, K. & Kosenko, K. & Pihlak, P. & Prizginienė, D. & Tangen, O. & Weber, M. & Paršeliūnas, E. & Baniulis, R. & Galinauskas, K. 2018. First Results of the Nordic and Baltic GNSS Analysis Centre. *De Gruyter*. Vol. 8. S. 34–42. DOI: 10.1515/jogs-2018-0005. Saatavissa: <https://www.degruyter.com/downloadpdf/j/jogs.2018.8.issue-1/jogs-2018-0005/jogs-2018-0005.pdf>.
- Lambeck, K. & Smither, C. & Ekman, M. 1998. Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumented sea- and lake-level records. *Geophysical Journal International*. Vol. 135:2. S. 375–387. DOI: 10.1046/j.1365-246X.1998.00643.x. Saatavissa: <https://academic.oup.com/gji/article/135/2/375/777261>.
- Leppäranta, M. & Myrberg, K. 2009. *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 378 s. ISBN 978-3-540-79702-9.
- Lidberg, M. & Johansson, J. M. & Scherneck, H. G. & Milne, G. A. 2009. Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *Journal of Geodynamics*. Elsevier. Vol. 50 (2010). S. 8–18. DOI: 10.1016/j.jog.2009.11.010.
- Länsstyrelsen i Västernorrlands län. 2018. Världsarvet Höga kusten [verkkoaineisto]. [Viitattu 29.8.2018]. Saatavissa: <http://varldsarvethogakusten.se/>.
- Maanmittauslaitos. 2019. Geoidi. [verkkoaineisto]. [Viitattu 24.1.2019]. Saatavissa: <https://www.maanmittauslaitos.fi/tutkimus/teematietoa/geoidi>.
- Metsähallitus. 2011. Syventävä esittely. Korkea Rannikko [verkkoaineisto]. [Viitattu 22.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/assets/Suomi---pdf/Manus-Hga-Kusten-2011-fi.pdf>.
- Metsähallitus. 2018. Korkea rannikko [verkkoaineisto]. [Viitattu 22.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/maailmanperintoalue/korkea-rannikko/>.
- Metsähallitus. 2018a. Maailmanperintö pähkinänkuoressa [verkkoaineisto]. [Viitattu 22.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/maailmanperintoalue/maailmanperinto-pahkinankuoressa/>.

- Metsähallitus. 2018b. Merenkurkun maailmanperintökohteen interaktiivinen kartta [verkkoaineisto]. [Viitattu 23.11.2018]. Saatavissa: <http://www.merenkurkku.fi/merenkurkun-maailmanperintokohteen-interaktiivinen-kartta/>.
- Meyssignac, B. & Cazenave, A. 2012. Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics*. Elsevier. Vol. 58. S. 96–109. DOI: 10.1016/j.jog.2012.03.005.
- Micro g LaCoste. 2006. FG5 Absolute Gravimeter User's Manual [verkkoaineisto]. [Viitattu 26.2.2019]. Saatavissa: <http://www.microglacoste.com/pdf/FG5Manual2007.pdf>.
- Museovirasto. 2018. Unescon kansainväliset kulttuuriperintösopimukset [verkkoaineisto]. [Viitattu 20.11.2018]. Saatavissa: <https://www.museovirasto.fi/fi/tietoa-meista/kansainvalinen-toiminta/kansainvalisia-sopimuksia>.
- National Geographic. 2013. What the World Would Look Like if All the Ice Melted [verkkolehti]. [Viitattu 19.3.2019]. Vol. 2013:9. Saatavissa: <https://www.nationalgeographic.com/magazine/2013/09/rising-seas-ice-melt-new-shore-line-maps>.
- Nordman, M. & Poutanen, M. & Kairus, A. & Virtanen, J. 2014. Using the Nordic Geodetic Observing System for land uplift studies. *Solid Earth*. [Verkkolehti]. Vol. 5. S. 673–681. DOI: 10.5194/se-5-673-2014.
- Olsson, P.-A. & Breili, K. & Ophaug, V. & Steffen, H. & Bilker-Koivula, M. & Nielsen, E. & Oja, T. & Timmen, L. 2019. Postglacial gravity change in Fennoscandia - three decades of repeated absolute gravity observations. *Geophysical Journal International*. S. 1141–1156. DOI: 10.1093/gji/ggz054.
- Olsson, P.-A. & Engfeldt, A. & Ågren, J. 2016. Investigations of a Suspected Jump in Swedish Repeated Absolute Gravity Time Series. J.T. Freymueller, L. Sánchez (Eds.): *International Symposium on Earth and Environment Sciences for Future Generations, International Association of Geodesy Symposia*. Vol. 147. S. 137–143. DOI: 10.1007/1345_2016_250.
- Olsson, P.-A. & Milne, G. & Scherneck, H.-G. & Ågren, J. 2015. The relation between gravity rate of change and vertical displacement in previously glaciated areas. *Journal of Geodynamics*. Elsevier. Vol. 83. S. 76–84. DOI: 10.1016/j.jog.2014.09.011.
- Olwig, K.R. 2007. The practice of landscape “Conventions” and the just landscape: The case of the European landscape convention. *Landscape Research*. Vol. 32:5. S. 579–594. DOI: 10.1080/01426390701552738.
- Pekkanen, V. & Kiiski, M. 2012. R-ohjelmiston lisäpaketit ja datat [verkkoaineisto]. [Viitattu 3.1.2019]. Saatavissa: <https://math.aalto.fi/opetus/Mattie/MattieO/files/r-opas.pdf>.
- Peltier, W.R. 1994. Ice age paleotopography. *Science* 1994. Vol. 265 (5169). S. 195–201. DOI: 10.1126/science.265.5169.195.

- Pellikka, H. & Leijala, U. Johansson M.M. & Leinonen, K. & Kahma, K.K. 2018. Future probabilities of coastal floods in Finland. *Continental Shelf Research*. Vol. 157. S. 32–42. Elsevier. DOI: 10.1016/j.csr.2018.02.006.
- Peng, R.D. 2009. Reproducible research and Biostatistics. *Biostatistics*. Vol. 10:3. S. 405–408. DOI: 10.1093/biostatistics/kxp014.
- Pettersen, B.R. 2011. The Postglacial Rebound Signal of Fennoscandia Observed by Absolute Gravimetry, GPS, and Tide Gauges. *International Journal of Geophysics*. Hindawi Publishing Corporation. Vol. 2011. S. 1–3. DOI: 10.1155/2011/957329.
- Pettersen, B.R. & Bilker-Koivula, M. & Breili, K. & Engfeldt, A. & Falk, R. & Gitlein, O. & Gjevestad, J.G.O. & Hoppe, W. & Lysaker, D. I. & Mäkinen, J. & Omang, O.C.D. & Reinhold, A. & Timmen, L. 2010. An Accuracy Assessment of Absolute Gravimetric Observations in Fennoscandia. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*. Vol. 7:1. Saatavissa: <https://journal.fi/njs/article/view/3659/3428>.
- Poutanen, M. & Steffen, H. 2014. Land Uplift at Kvarken Archipelago / High Coast UNESCO World Heritage area. *Geophysica [verkkolehti]*. Vol. 50:2. S. 49–64. Saatavissa: http://www.geophysica.fi/pdf/geophysica_2015_50_2_049_poutanen.pdf.
- PSMSL. 2017. The Permanent Service for Mean Sea Level: Further Information [verkkoaineisto]. [Viitattu 3.12.2018]. Saatavissa: <https://www.psmsl.org/data/obtaining/psmsl.hel>.
- R-Statistics. 2019. The reproducibility crisis in science and prospects for R. [verkkoaineisto]. [Viitattu 19.2.2019]. Saatavissa: <https://www.r-statistics.com/2016/07/the-reproducibility-crisis-in-science-and-prospects-for-r/>.
- RDocumentation. 2018. Lm [verkkoaineisto]. [Viitattu 18.12.2018]. Saatavissa: <https://www.rdocumentation.org/packages/stats/versions/3.5.1/topics/lm>.
- RDocumentation. 2018a. Rma [verkkoaineisto]. [Viitattu 18.12.2018]. Saatavissa: <https://www.rdocumentation.org/packages/affy/versions/1.50.0/topics/rma>.
- Rickards, L. & Matthews, A. & Gordon, K. & Tamisea, M. & Jevrejeva, S. & Woodworth, P. & Bradshaw, E. 2014. Celebrating 80 years of the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL). IAHS Press. DOI: 10.5194/piahs-365-1-2015.
- Steffen, H. & Gitlein, O. & Denker, H. & Müller, J. & Timmen, L. 2009. Present rate of uplift in Fennoscandia from GRACE and absolute gravimetry. *Tectonophysics*. Elsevier. Vol. 474. S. 69–77. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.01.012.
- Steffen, H. & Wu, P. 2011. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – A review of data and modeling. *Journal of Geodynamics*. Vol. 52. S. 169–204. DOI: 10.1016/j.jog.2011.03.002.
- Svels, K. & Sande, A. 2016. Solving landscape-related conflicts through transnational learning? The case of transboundary Nordic World Heritage sites. *Landscape Research*. Vol. 41:5. S. 524–537. DOI: 10.1080/01426397.2016.1151485.

Svenska Unescorådet. 2018. Frågor & svar om världsarv [verkkoaineisto]. [Viitattu 20.11.2018]. Saatavissa: <http://www.unesco.se/kultur/varldsarv/fragor-svar-om-varldsarv/>.

Tamisiea, M.E. & Mitrovica, J.X. 2011. The moving boundaries of sea level change: Understanding the origins of geographic variability. *Oceanography*. Vol. 24 (2). S. 24–39. DOI: 10.5670/oceanog.2011.25.

Timmen, L. & Gitlein, O. & Müller, J. & Denker, H. & Mäkinen, J. & Bilker, M. & Pettersen, B.R. & Lysaker, D.I. & Omang, O.C.D. & Svendsen, J.G.G. & Wilmes, H. & Falk, R. & Reinhold, A. & Hoppe, W. & Scherneck, H.G. & Engen, B. & Harsoson, B.G. & Engfeldt, A. & Lilje, M. & Strykowski, G. & Forsberg, R. 2006. Observing Fennoscandian Gravity Change by Absolute Gravimetry. *Geodetic Deformation Monitoring: From Geophysical to Engineering Roles*: IAG Symposium Jaén, Spain March 17–19, 2005. S. 193–199. International Association of Geodesy Symposia. DOI: 10.1007/978-3-540-38596-7_23.

UNESCO. 2018. UNESCO in brief [verkkoaineisto]. [Viitattu 20.11.2018]. Saatavissa: <http://www.unesco.org/new/en/unesco/about-us/who-we-are/history/>.

UNESCO. 2018a. Sweden [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.1.2019]. Saatavissa: <https://whc.unesco.org/en/statesparties/se>.

UNESCO. 2018b. Finland [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.1.2019]. Saatavissa: <https://whc.unesco.org/en/statesparties/fi>.

UNESCO. 2018c. World Heritage List. [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.1.2019]. Saatavissa: <https://whc.unesco.org/en/list/>.

UNESCO. 2018d. The Criteria for Selection. [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.1.2019]. Saatavissa: <https://whc.unesco.org/en/criteria/>.

UNESCO. 2018e. States Parties Ratification Status. [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.1.2019]. Saatavissa: <https://whc.unesco.org/en/statesparties/>.

UNESCO. 2018f. High Coast / Kvarken Archipelago. [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.1.2019]. Saatavissa: <https://whc.unesco.org/en/list/898>.

Vermeer, M. 2018. Geodesia [luentomateriaali]. Aalto-yliopisto. [Viitattu 22.2.2019]. Saatavissa: <https://users.aalto.fi/~mvermeer/geodesia.pdf>.

Vermeer, M. 2019. Physical Geodesy [luentomateriaali]. Aalto-yliopisto. [Viitattu 21.2.2019]. Saatavissa: <https://users.aalto.fi/~mvermeer/fys-en.pdf>.

Vestøl, O. 2006. Determination of Postglacial Land Uplift in Fennoscandia from Leveling, Tide-gauges and Continuous GPS Stations using Least Squares Collocation. *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag. Vol. 80. S. 248–258. DOI: 10.1007/s00190-006-0063-7.

Vestøl, O. & Ågren, J. & Steffen, H. & Kierulf, H. & Lidberg, M. & Oja, T. & Rüdja, A. & Kall, T. & Saaranen, V. & Engsager, K. & Jepsen, C. & Liepins, I. & Paršeliūnas, E. & Tarasov, L. 2016. NKG2016LU, an improved postglacial land uplift model over the Nordic-Baltic region. Saatavissa:

<https://www.lantmateriet.se/contentassets/58490c18f7b042e5aa4c38075c9d3af5/presentation-av-nkg2016lu.pdf>.

Vestøl, O. & Ågren, J. & Steffen, H. & Kierulf, H. & Tarasov, L. 2019. NKG2016LU – A new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *Journal of Geodesy*. 47 s. Submitted.

Wargén, L. & Warén, T. & Laakso, T. & Lähteenpää, A. & Metsähallitus & Pohjanmaan luontopalvelut. 2014. Merenkurkun saariston maailmanperintö [verkkoaineisto]. [Viitattu 16.8.2018]. Saatavissa: <http://www.kvarken.fi/assets/Suomi---pdf/Infosuomi.pdf>.

Wikipedia. 2019. Satelliittipaikannus. [verkkoaineisto]. [Viitattu 25.2.2019]. Saatavissa: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/5a/Satellite_Positioning_fi.svg.

Witting, R.J. 1911. *Tidvattnen i Östersjön och Finska Viken*. Fennia. J. Simelii Arfvingars Boktryckeriaktiebolag. Vol. 29:2. S. 1–84.

Liitteet

Liite 1. Suomen mareografiasemien merenpinnan korkeuden muutostrendit. 1 sivu.

Liite 2. Ruotsin mareografiasemien merenpinnan korkeuden muutostrendit. 2 sivua.

Liite 2. Ruotsin mareografiasemien merenpinnan korkeu- den muutostrendit

Seuraavat taulukot esittävät Ruotsin mareografiasemien merenpinnan korkeuden muutostrendit. Vasemmalla ovat aseman nimi ja vuosiväli, miten pitkältä ajalta kyseiselle asemalle on saatavilla vuosikeskiarvoja. Näiden oikealla puolella ovat vuosivälit ja kunkin vuosivälin alapuolella kyseisen vuosivälin muutostrendi. Kaikki luvut on ilmoitettu yksikössä mm/a.

	Vuosisiluku/trendi												
Furuögrund 1916–2017	1916–1919	1920–1929	1930–1939	1940–1949	1950–1959	1960–1969	1970–1979	1980–1989	1990–1999	2000–2009	2010–2017		
	-15,8	-12,9	-13,8	4,8	-16,6	-6,3	-10,7	-0,1	-16,5	0,9	6,7		
	1916–1929	1920–1939	1930–1949	1940–1959	1950–1969	1960–1979	1970–1989	1980–1999	1990–2009	2000–2017			
	-6,5	-12,4	-8,2	-7,9	-10,3	-8,0	-4,8	-8,9	-5,4	-4,1			
	1916–1939	1920–1949	1930–1959	1940–1969	1950–1979	1960–1989	1970–1999	1980–2009	1990–2017	1998–2017			
	-9,9	-10,4	-8,9	-8,9	-9,2	-6,2	-7,1	-6,6	-5,3	-5,0			
	1916–1949	1920–1959	1930–1969	1940–1979	1950–1989	1960–1999	1970–2009	1980–2017					
	-9,5	-9,9	-9,2	-8,8	-7,6	-7,0	-6,3	-6,3					
	1916–1959	1920–1969	1930–1979	1940–1989	1950–1999	1960–2009	1970–2017						
	-9,4	-9,8	-9,0	-7,9	-7,6	-6,5							
	1916–1969	1920–1979	1930–1989	1940–1999	1950–2009	1960–2017							
	-9,5	-9,5	-8,3	-7,9	-7,1	-6,4							
	1916–1979	1920–1989	1930–1999	1940–2009	1950–2017								
	-9,3	-8,8	-8,2	-7,4	-6,9								
1916–1989	1920–1999	1930–2009	1940–2017										
-8,7	-8,6	-7,8	-7,2										
1916–1999	1920–2009	1930–2017											
-8,6	-8,2	-7,5											
1916–2009	1920–2017												
-8,2	-7,9												
1916–2017													
8,0													
	Vuosisiluku/trendi												
Ratan 1892–2017	1892–1899	1900–1909	1910–1919	1920–1929	1930–1939	1940–1949	1950–1959	1960–1969	1970–1979	1980–1989	1990–1999	2000–2009	2010–2017
	2,9	-4,3	-12,9	-11,2	-12,2	4,4	-11,4	-9,7	-11,0	1,1	-17,2	-3,8	6,5
	1892–1909	1900–1919	1910–1929	1920–1939	1930–1949	1940–1959	1950–1969	1960–1979	1970–1989	1980–1999	1990–2009	2000–2017	
	-7,2	-7,8	-6,7	-10,4	-7,2	-7,0	-8,0	-10,5	-3,9	-8,8	-7,3	-5,9	
	1892–1919	1900–1929	1910–1939	1920–1949	1930–1959	1940–1969	1950–1979	1960–1989	1970–1999	1980–2009	1990–2017	1998–2017	
	-8,0	-6,6	-8,0	-8,8	-8,0	-7,4	-9,0	-6,9	-6,6	-7,5	-7,0	-6,9	
	1892–1929	1900–1939	1910–1949	1920–1959	1930–1969	1940–1979	1950–1989	1960–1999	1970–2009	1980–2017			
	-7,1	-7,4	-8,0	-8,7	-7,8	-8,4	-7,4	-7,4	-6,6	-7,4			
	1892–1939	1900–1949	1910–1959	1920–1969	1930–1979	1940–1989	1950–1999	1960–2009	1970–2017				
	-7,5	-7,6	-8,1	-8,3	-8,3	-7,5	-7,5	-7,1	-6,8				
	1892–1949	1900–1959	1910–1969	1920–1979	1930–1989	1940–1999	1950–2009	1960–2017					
	-7,7	-7,8	-8,0	-8,5	-7,7	-7,6	-7,3	-7,1					
	1892–1959	1900–1969	1910–1979	1920–1989	1930–1999	1940–2009	1950–2017						
	-7,8	-7,8	-8,3	-8,1	-7,7	-7,4	-7,3						
	1892–1969	1900–1979	1910–1989	1920–1999	1930–2009	1940–2017							
	-7,8	-8,1	-7,9	-8,0	-7,6	-7,4							
	1892–1979	1900–1989	1910–1999	1920–2009	1930–2017								
	-8,0	-7,8	-7,9	-7,8	-7,5								
	1892–1989	1900–1999	1910–2009	1920–2017									
-7,8	-7,8	-7,8	-7,7										
1892–1999	1900–2009	1910–2017											
-7,8	-7,7	-7,7											
1892–2009	1900–2017												
-7,7	-7,7												
1892–2017													
-7,7													
	Vuosisiluku/trendi												
Skagsudde 1989–2017	1989–1989	1990–1999	2000–2009	2010–2017									
	–	-15,2	-3,6	5,7									
	1989–1999	1990–2009	2000–2017										
	-18,4	-8,5	-5,8										
	1989–2009	1990–2017	1998–2017										
-10,4	-7,7	-6,6											
1989–2017													
-8,8													
					</								

[illegible]